

PETROLOGIE UND GEOCHEMIE DER METABAUHITE SW-ANATOLIENS

Dissertation
zur
Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
der
Fakultät für Geowissenschaften
an der Ruhr-Universität Bochum

von

Ünsal Yalçın

Bochum 1987





Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546604_0008

PETROLOGIE UND GEOCHEMIE
DER METABAUXITE SW-ANATOLIENS

D i s s e r t a t i o n

zur

Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften

der

Fakultät für Geowissenschaften
an der Ruhr-Universität Bochum

von

Ünsal Yalçın
Bochum 1987

Erster Gutachter : Prof. Dr. W. Schreyer
Zweiter Gutachter : PD Dr. P. Blümel
fachfremder Gutachter : PD Dr. D. Richter

eingereicht am : 30. April 1987
mündliche Prüfung am : 14. Juli 1987

INHALT

Seite

1. Zusammenfassung (Summary, Öz)	1
2. Einleitung	5
3. Geologischer Überblick	8
4. Regionale Verteilung der Metabauxite	12
5. Petrographie der Metabauxite und ihrer Nebengesteine	16
5.1. Allgemeines	16
5.2. Die Nebengesteine	16
5.3. Diasporite	18
5.4. Smirgelgesteine	21
6. Mineralien der Metabauxite	27
6.1. Korund	29
6.2. Diaspor	33
6.3. Disthen	37
6.4. Eisen-Titan-Oxide	38
6.4.1. Rutil	38
6.4.2. Hämatit-Magnetit und Goethit	39
6.5. Pyrit	43
6.6. Gahnit	44
6.7. Högbomit	49
6.8. Hellglimmer	52
6.8.1. Muscovit	52
6.8.2. Paragonit	55
6.8.3. Margarit	58
6.9. Chloritoid	62
6.10. Septechlorit	68
6.11. Epidot / Orthit	71
6.12. Karbonate	76
6.13. Akzessorische Gemengteile	76
6.13.1. Apatit, Monazit, Florencit	76
6.13.2. Staurolith	79
6.13.3. Kaolinit, Hydrargillit	80
6.13.4. Turmalin, Zirkon	80

	<u>Seite</u>
7. Phasenentwicklung und Mineralreaktionen	82
7.1. Diasporit-Zone (Zone I)	82
7.2. Smirgel-Zone (Zone II)	84
7.3. Diaspor-Korund-Beziehungen	85
7.4. Gahnit-Högbornit-Beziehungen	86
7.5. Fe-Ti-Oxide	89
7.6. Bildung von Chloritoid	91
7.7. Bildung von Disthen	93
7.8. Retrograde Reaktionen	94
8. P/T-Bedingungen der Metamorphose	96
9. Geochemie der Metabauxite	101
9.1. Haupt- und Nebenelemente	101
9.2. Spurenelemente	107
9.3. Diskussion der Ergebnisse	113
9.3.1. Geochemische Zuordnung der Metabauxite	113
9.3.2. Vergleich mit den mediterranen Karstbauxiten	121
LITERATURVERZEICHNIS	127

ANHANG

1. Zusammenfassung

Die Metabauxite kommen als linsen- bis wurstförmige Lagerstätten in der Marmorhülle des Menderes-Massivs (SW-Anatolien) vor, welche das Massiv gürtelförmig umschließt, wobei Diasporite im äußeren (Zone I), korundführende Smirgel im inneren Teil (Zone II) des "Metabauxit-Gürtels" auftreten. Ihr Chemismus, ihre Lagerungsverhältnisse sowie ihre texturale Ausbildung entsprechen denen bauxitischer Gesteine.

Die Diasporite bestehen hauptsächlich aus Diaspor und Hämatit, enthalten daneben Chloritoid, Rutil, Muscovit, Gahnit und Calcit. Der Hauptunterschied zum Smirgel liegt darin, daß Diaspor dort durch Korund ersetzt wird. Während die meisten Nebengemengteile der Diasporite wie Chloritoid, Hämatit und Rutil auch im Smirgel enthalten sind, treten im Smirgel außerdem noch Magnetit und, anstelle von Gahnit, Högbomit auf. Ein weiterer Unterschied liegt darin, daß die Smirgel meistens Margarit enthalten, während in den Diasporiten Muscovit zu finden ist. In beiden Gesteinen treten außerdem stellenweise Paragonit, Apatit, Monazit, Florencit, Siderit und Ankerit auf. Als einzig stabile Al_2SiO_5 -Modifikation kommt im Nebengestein der beiden Zonen und in einigen Smirgelgesteinen (Zone II) Disthen vor.

Die phasenpetrologischen Untersuchungen weisen in dem "Metabauxit-Gürtel" der Marmorhülle auf eine niedriggradige Mitteldruck-Metamorphose hin, die etwa mit der Grünschieferfazies identisch ist und bei der der Gesamtdruck etwas über 5 kb lag und die Temperaturen von außen nach innen allmählich und zonar zunahmen: Im äußersten Bereich des Metabauxit-Gürtels lagen die Temperaturen mindestens bei 360°C und stiegen zum Innern des Gürtels hin bis auf 500°C an. Aus den ehemaligen Bauxiten bildeten sich mit der Metamorphose die Diasporite, die mit Überschreiten der Diaspor/Korund-Isograde (etwa 430°C bei 5 kb) in Smirgel übergingen. Etwa gleichzeitig mit der Korundbildung wurden die Gahnite in Högbomit umgewandelt. So kommt es, daß in den Diasporiten (Zone I) Gahnite, in den Smirgeln (Zone II) Högbomite zu beobachten sind. Hämatite bauten mit steigender Metamorphose in ihrem Gitter Titan ein. Die Hämatite der höher metamorphen Smirgelgesteine enthalten deutlich mehr Titan (= Ilmenohämatite) als diejenigen der Diasporite (= Titanohämatite).

Als eine charakteristische chemische Eigenschaft der Bauxit-Diasporit-Smirgel-Entwicklung kann die ausgesprochene stoffliche Immobilität angesehen werden, außer

dem Anteil des zweiwertigen Eisens, welcher in den höher metamorphen Smirgelgesteinen zunimmt, während der des Wassers abnimmt. Die Haupt- und NebenkompONENTEN, besonders aber die Spurenelementgehalte der untersuchten Metabauxitproben, weisen eindeutig auf ehemalige Karstbauxite hin. Das Alter der in Smirgel und Diasporit umgewandelten Karstbauxite ist mesozoisch (wahrscheinlich Jura).

Obwohl man nach bisherigen geochemischen Untersuchungen annehmen kann, daß das bauxitische Material wahrscheinlich aus tonigen Sedimenten stammt, die entweder selbst z.T. aus den Verwitterungsprodukten von basischen Magmatiten herzuleiten sind oder zusammen mit diesen transportiert und in den verkarsteten Karbonaten eingelagert worden waren, ist die Herkunftsfrage der SW-anatolischen Metabauxite noch nicht endgültig geklärt.

Summary

Metabauxites occur as lens- to sausage-shaped deposits in the marble cover of the Menderes Massif (SW Anatolia), which encloses the massif like a belt. The outer part (zone I) of this "metabauxite belt" contains diasporite and the inner part (zone II) corundum-bearing emery. The chemistry, geologic environment and textural character of these rocks correspond to those of bauxites.

Diasporites consist mainly of diasporite and hematite, but contain also chloritoid, rutile, muscovite, gahnite and calcite. The main difference between the diasporites and the emery is that the latter contains corundum instead of diasporite. Thus, accessory constituents of the diasporites, such as chloritoid, hematite, and rutile, are also found in emery; emery, however, also contains hoegbomite instead of gahnite, and magnetite. A further difference is that emery contains mostly margarite, whereas the diasporites carry muscovite. Additional constituents, such as paragonite, apatite, monacite, florencite, siderite and ankerite, occur locally in both rock types. Kyanite is the only Al_2SiO_5 -modification and occurs both in the direct country rocks of the two zones and in some emery rocks.

Phase-petrologic considerations indicate a low grade, medium pressure metamorphism in the "metabauxite belt" of the marble cover, more or less identical to green schist facies, with total pressures slightly exceeding 5 kbar and temperatures gradually increasing towards the interior portions of the massif. In the outermost part of the metabauxite belt the temperature was at least 360°C rising inward to 500°C. The diasporite emery border corresponds to the diasporite-corundum-isograd (about 430°C at 5 kb). The gahnites reacted to form hoegbomites almost simultaneously with the formation of the corundum. Increasing metamorphism also leads to more titanium-rich hematites.

Metamorphism of bauxite to diasporite and to emery was largely isochemical except for Fe^{2+} , which increases, and H_2O , which decreases with metamorphic grade. The major and minor constituents and especially the distribution of trace elements in the analyzed samples of metabauxite clearly indicate former karst bauxites. Their geologic age is Mesozoic, probably Jurassic.

Öz

Menderes-Masifinin mermer örtüsü içinde merceğimsi veya sucuğumsu yapılarda oluşan Metaboksit yatakları, masifi kemer şeklinde çevreler. Bu Metaboksit kemerinin dış kesimlerinde Diasporitler, iç kesimlerinde ise zımpara yatakları mevcuttur.

Özellikle Diaspor ve Hematit minerallerinde oluşan Diasporitler ayrıca Kloritoid, Rutil, Muskovit, Gahnit ve Karbonat ihtiva ederler. Zımpara ile Diasporit arasındaki ana fark, Diasporun Zımpara içinde Korund tarafından temsil edilmesidir. Kloritoid, Hematit ve Rutil Zımpara taşındada mevcuttur. Muskovitin Diasporitlerde yaygın olmasına karşın, Margarit Zımpara'ya öz bir Mineral olarak gösterilebilir. İki kayalık arasındaki diğer bir ayrılık ise, Zımparanın Gahnit yerine Högbomit ihtiva etmesidir. Zımpara taşlarında ayrıca Hematitin yanısıra Magnetite'de rastlanmaktadır. Her iki kayalıkta yukarıda sayılan Minerallerin yanısıra yer yer Paragonit, Apatit, Monazit, Florencit, Siderit ve Ankerit saptanmıştır. Bazı Zımpara taşları ve bilhassa Tavantaşları yer yer Kyanit ihtiva ederler.

Petrolojik araştırmalar neticesinde Metaboksit yatakları için düşük dereceli ortabasınç-metamorfizması kabul edilebilir. Metaboksit kuşağının dış kesimlerinde en az 360°C ısı kabul edilmelidir. Isı iç kesimlere (masif çekirdeğine doğru) aratarak iç kuşakta (Zımpara kuşağı) 500°C ye kadar ulaşır. O halde boksit yatakları metamorfizmaya uğrayarak dış kuşakta Diasporite, artan ısı ve basınçla bağlı olarak Diaspor / Korund-Isogradının aşılmasıyla (430°C ve 5 KB), iç kuşakta Zımparaya dönüşmüşlerdir. Genel basınç 5 KB in üzerindedir. Diaspor / Korund geçişi esnasında Gahnitler Högbomite dönüşürler (Böylece Diasporitlerde Gahnite, Zımpara da ise Högbomite rastlanır). Metamorfizmanın artmasıyla Hematitlerdeki Ti miktarı da artar.

Boksit - Diasporit - Zımpara gelişimi isokimyasal bir özellik gösterir. Sadece Fe²⁺ yüksek metamorfik Zımparada artışı, H₂O ise azalma gösterir. Jeokimyasal incelemeler (bilhassa İz-Elementler) Menderes-Masifi Diasporit ve Zımpara yataklarının Karstboksitlerden oluştuğuna işaret eder. Diasporit ve Zımparaya dönüşmüş olan bu Karstboksitlerin yaşı mesozoiktir (büyük bir olasılıkla Jura).

2. Einleitung

Die südwestanatolischen Metabauxit-Vorkommen gehören historisch zu den ältesten und somit zu den bekanntesten der Welt.

Die Metabauxite bilden linsenartige bis wurstförmige Körper, die meist in parallelen Horizonten auftreten. Ihre Entstehung ist auf die alten Bauxite in den taschenförmig verkarsteten Marmoren zurückzuführen. Man unterscheidet zwischen den weniger metamorphen Diasporiten, die hauptsächlich aus Diaspor und Hämatit bestehen, und den höher metamorphen Smirgeln, die anstelle von Diaspor Korund enthalten.

Die ersten Smirgellagerstätten wurden in der weiteren Umgebung von Izmir (= Smyrna, daher der Name Smirgel) bereits im Mittelalter abgebaut und wegen der Härte des Materials als Schleifmittel benutzt. Um die Jahrhundertwende (19./20.Jh.) waren die Türkei und Griechenland (Naxos) die wichtigsten Smirgellieferanten der Welt. Nach 1960 wurden die Smirgel- und Diasporitlagerstätten der Türkei von der staatlichen Anstalt "Etibank" abgebaut und bearbeitet. Seit Ende der 70er Jahre hat der Smirgel seine wirtschaftliche Bedeutung jedoch weitgehend verloren, während der Diasporit weiterhin zur Aluminium-Herstellung abgebaut wird. Die Lagerstätten von SW-Anatolien enthalten nach Berechnungen der "Etibank" mindestens 73 Millionen Tonnen Diasporit und 10 Mio. t Smirgel.

Bisherige wissenschaftliche Arbeiten über SW-anatolische Metabauxite stammen von dem "Smirgelpionier" Smith (1856), Tschihatscheff (1867), Zirkel (1870), Krämer (1907), Philippson (1910-1915), Önay (1949), Günelay (1966) und Alkanoglu (1978). Außerdem liegen zahlreiche Kurzberichte der "MTA" (= Staatliches Institut für Lagerstättenforschung der Türkei) über einzelne Diasporit- und Smirgellagerstätten oder Lagerstättengruppen vor.

Die meisten wissenschaftlichen Informationen verdankt man Önay (1949). Er hat zum ersten Mal fast alle Lagerstätten kartiert, zahlreiche Proben entnommen und vor allem optisch untersucht und klassifiziert. Dennoch bestehen bis heute Wissenslücken über Metamorphose, Genese und Alter der SW-anatolischen Metabauxite so wie über ihre Mineralparagenesen und Mineral- und Gesteinschemismen.

Das Ziel dieser Arbeit war, auf der Grundlage der mikroskopischen Untersuchungen und Phasenanalysen die wechselseitigen physikalisch-chemischen Beziehungen der



Mineralphasen zu bestimmen, daraus resultierend Druck-Temperatur-Bedingungen ihrer Metamorphose abzuschätzen und anhand von geochemischen Untersuchungen die primäre Genese der Lagerstätten zu klären.

Abkürzungen

Die im Text und den Abbildungen verwendeten Abkürzungen sind nachstehend aufgeführt:

An	: Anorthit	Hög	: Högbomit
Ap	: Apatit	Hydr.	: Hydrargillit
C	: Korund	Ka	: Kaolinit
Cc	: Calcit	Ky	: Disthen
Chl	: Chlorit	Ma	: Margarit
Ctd	: Chloritoid	Mo	: Monazit
Dia	: Diaspor	Ms	: Muscovit
Do	: Dolomit	Mt	: Magnetit
Ep	: Epidot	Ort	: Orthit
Fl	: Florencit	Par	: Paragonit
Ga	: Gahnit	Ru	: Rutil
Häm	: Hämatit	Sp	: Spinell
Ti-Häm	: Titanohämatit	Tu	: Turmalin
Ilm-Häm	: Ilmenohämatit	Zr	: Zirkon

Einige Begriffe aus dem Türkischen:

Dağ	: Berg
Dere	: Bach
Göl	: See
Köy	: Dorf
Tepe	: Hügel



Abb. 1 Geologische Karte des Menderes-Massivs und seiner Umgebung (vereinfacht nach Dürr, 1977)

3. Geologischer Überblick

Das Menderes-Massiv liegt etwa im SW der Türkei zwischen den Provinzhauptstädten Izmir, Muğla, Denizli und Uşak, ist wahrscheinlich nach den Flüssen Klein- und Groß-Menderes benannt, die das Gebiet durchfließen. Das etwa ellipsenförmige Menderes-Massiv, dessen Längsachse sich in NE-SW Richtung erstreckt, wird im N von den mesozoischen Gesteinen der Izmir-Ankara-Zone begrenzt und im S von den Lykischen Decken überlagert (siehe geol. Karte, Abb. 1). Während das Massiv im E unter der neogenen Sedimentdecke abtaucht, kann man es im W auf den ägäischen Inseln wie Naxos, Ios und Paros wiederfinden. Von Athen aus hat es seine Fortsetzung dann in der Pelagonischen Zone der Helleniden (Dürr, 1975).

Das Menderes-Massiv wird von vielen Autoren (Önay, 1949; Brinkmann, 1971; Dürr, 1975 etc.) in einen hochkristallinen Kern und eine weniger metamorphe Hülle (Mantel) gegliedert. Der Massivkern besteht aus Augengneisen, stark geschieferten Gneisen, Schiefen und Metagraniten. Die Hülle setzt sich in ihrem tieferen Teil aus Glimmerschiefen, Phylliten und Metaquarziten, in ihrem höheren Teil aus Marmoren zusammen, wobei man hier von einer inneren "Schieferhülle" und einer äußeren "Marmorhülle" spricht.

Der Kern und die Hülle waren ursprünglich durch eine Diskordanz getrennt. Präkambrisches Alter der Kernsedimente (Grauwacken, Arkosen etc.) scheint nach Dora (1981) gesichert zu sein. In der Schieferhülle treten nahe der Basis sedimentäre Eisenerze auf, die in Anatolien im Ordovizium und im tieferen Devon weit verbreitet sind (Brinkmann, 1971). Nach oben hin finden sich Fossilreste aus dem Karbon und Perm. Somit umfassen die Gesteine der Schieferhülle den größten Teil des Paläozoikums, vielleicht reichen sie bis zum Lias (Dürr, 1975).

Die Marmorhülle beginnt mit einem Dolomitmarmor, der im Durchschnitt 200 m mächtig und nach Dürr (1975) wahrscheinlich dem Lias zuzuordnen ist. Dann folgt ein mächtiger Kalkmarmor, stellenweise mit Dolomiteinschlaltungen. Dürr (1975) nimmt an, daß die Karbonate der Marmorhülle eventuell von der Ober-Trias an (wahrscheinlich aber ab Lias) bis in die Oberkreide hinein sedimentiert wurden. Der Kalkmarmor der äußeren Hülle ist durch seine Metabauxitlinsen, die wahrscheinlich in einem oder mehreren stratigraphisch bestimmten Horizonten vorkommen, gekennzeichnet.

Die älteste Metamorphose im Kernbereich des Massivs (Augengneise bei Çine, nach Rb/ Sr Methode) wird mit 490 ± 90 m.a. datiert (Jäger, 1974). Die Metamorphose des gesamten Massivs fand mit seiner Hülle zusammen höchstwahrscheinlich am Ende der Kreide statt. Das Muscovitalter der Gneise bei Çine (siehe Karte, Abb. 1) wurde mit 66 ± 4 m.a. (Jäger, 1974) und das Orthoklasalter im Eğrigöz-Teilmassiv (östlich von Gördes) mit 60 ± 6 m.a. (Öztunalı, 1973) bestimmt. Außerdem bestätigen die geologischen Befunde (Rudisten am Hangenden der südlichsten Diasporitlinse, in den schwach metamorphen Marmoren zwischen Milas und Muğla (Dürr, 1975) ebenfalls eine Metamorphose am Ende des Mesozoikums.

TERTIÄR		klastische Sedimente und nichtmetamorphe Kalke	DECKSCHICHTEN
MESOZOIKUM	KREIDE		MARMORHÜLLE
	JURA	Calcitmarmor mit Metabauxitlinsen	
	TRIAS	Dolomitmarmor	
PALÄOZOIKUM	PERM	KRISTALLINITÄT	SCHIEFERHÜLLE
	KARBON		
	DEVON		
	SILUR		
	ORDOVIZIUM		
	KAMBRIUM		
PRÄKAMBRIUM		Gt-Gl-Schiefer Amphibolite, Meta- granite, Augengneise etc.	KERNKRISTALLIN

Abb. 2: Stratigraphische Gliederung des Menderes-Massivs (vereinfacht nach Brinkmann (1966), Akat et al. (1975), Dürr (1975), Alkanoglu (1978) u.a.)

Im Kernbereich wurden nach Başarı (1970) und Dora (1981) die höchsten Temperaturen der Metamorphose bei mittleren Drucken erreicht, so daß es im Sockel zu anatektischen Aufschmelzungen kam. Die Metamorphose nahm vom Massivkern nach außen hin zonar ab. Dabei bildeten sich die Smirgelgesteine im inneren, die Diasporite im äußeren Teil der Marmorhülle.

Eine letzte Metamorphose mit retrogradem Charakter war wahrscheinlich an die jung-alpidische Orogenese gebunden. Das Alter dieser Metamorphose kann nach Dora (1981) als Mittel-Miozän angenommen werden.

Die Haupttektogenese der Marmorhülle hat nach Dürr (1975) jung-alpidisches Alter. Die E-W-Anordnung der Marmorzüge am S-Rand des Massivs geht auf eine intra-miozäne Faltung zurück. Im Kern und in der inneren Hülle beobachtet man dagegen N-S bis NNE-SSW Lineamente. Die Frage, ob hier noch ältere Bewegungen (mesozoisch oder auch voralpidisch) vorliegen, ist noch offen. Aufgrund der Metamorphose und des radiometrisch bestimmten Alters von rund 500 m.a. kann für den Kern eine kambrische Orogenese vermutet werden. Brinkmann (1966) nimmt an, daß das Menders Massiv gegen Ende des Mesozoikums diapirartig aufstieg und einen Dom bildete. Diese Aufbeulung, begleitet von Bruchtektonik, dürfte sich bis ins Quartär fortgesetzt haben.

Ausreichende Erkenntnisse über den Magmatismus im Menderes-Massiv fehlen. Außer präkambrischen bis früh-paläozoischen Intrusionen fand nach Wipperf (1964) an der Perm/Trias-Wende eine basische Tuffförderung statt. Ab Miozän treten dann granitische Gesteine und besonders im N weit verbreitet saure Vulkanite auf.

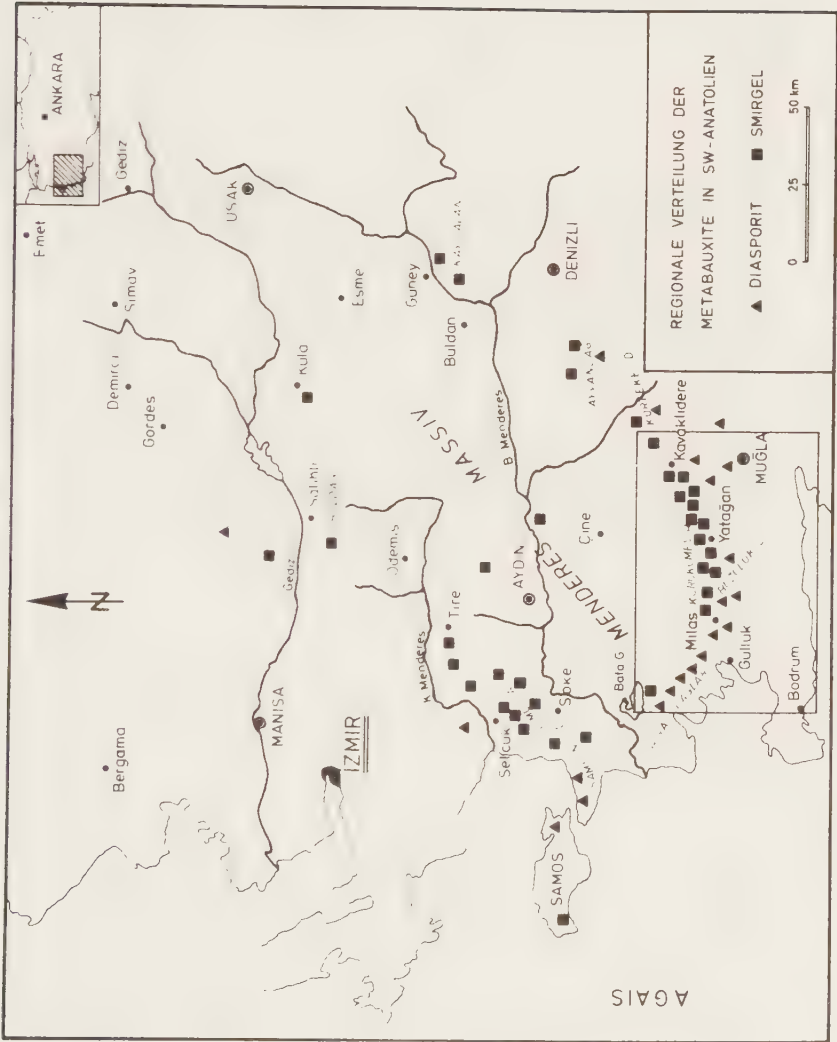


Abb. 3: Regionale Verteilung der Metabauxitlagerstätten in SW-Anatolien

4. Regionale Verteilung der Metabauxite

Es sind inzwischen über 200 einzelne Metabauxitlinsen in SW-Anatolien bekannt. Die meisten dieser Lagerstätten befinden sich, wie in Abb. 3 zu sehen ist, am S- und W-Rand des Menderes-Massivs, wo die Marmorhülle auch am besten entwickelt ist. Die Metabauxite vom Menderes-Massiv lassen sich in 7 große regionale Gebiete gliedern:

1. Das Gebiet zwischen Söke, Selçuk und Tire

Die meisten dieser Lagerstätten dominieren in den Gebirgen "Samsundağları" und "Gümtüşdağ". Es handelt sich hierbei um Smirgellagerstätten. Einige Smirgellinsen kommen in dem Gebiet zwischen Selçuk und Tire vor. Am Westende der "Samsundağları" (Richtung Samos und im E von Samos selbst) und nördlich des Flusses "Klein-Menderes" treten vereinzelt Diasporitlinsen auf.

2. Die Lagerstätten von "İlbira Dağları" (zwischen Milas und Bafa-See)

Außer einigen Smirgellinsen um den Bafa-See sind es hauptsächlich Diasporitlagerstätten. Sie scheinen alle mehr oder weniger geradlinig (NW-SE gestreckt) an ein Niveau gebunden zu sein. Einige größere Lagerstätten dieser Gruppe werden von der staatlichen Institution "Etibank" abgebaut.

3. Das Gebiet zwischen Milas und Yatağan

Hier kann man einen nördlichen Smirgeltümel im Kurukömes-Gebirge und eine südliche Diasporitzone (Bozoluk-Gebirge, Bencik) unterscheiden (siehe Abb. 3a).

4. Die Gruppe Yatağan-Kavaklıdere

Hier kommen hauptsächlich Smirgellagerstätten vor. Die großen und historischen Lagerstätten wie "İsmaildağ" und "Yatğanocak" befinden sich in diesem Gebiet.

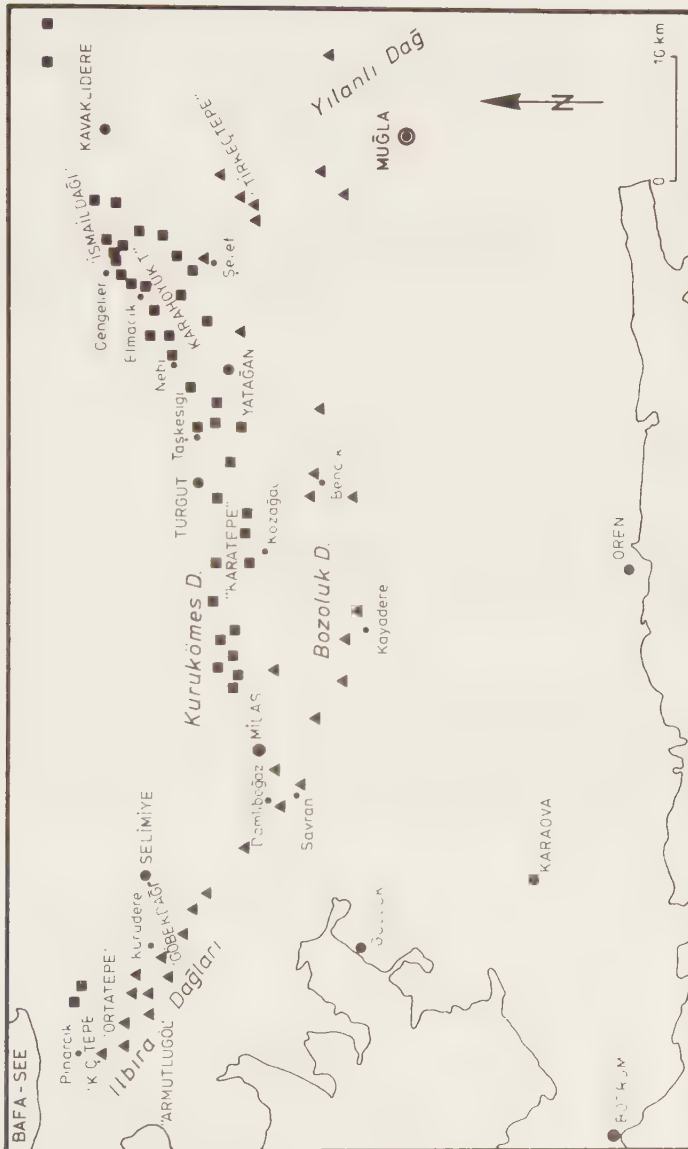


Abb. 3a: Die wichtigsten Metabauxitinseln am S-Rand des Menderes-Massivs

5. Die Lagerstätten von Muğla und Tirkeç

In der Umgebung der Provinzhauptstadt Muğla befinden sich weit auseinanderliegende Diasporitlinsen. Eine Ansammlung von Diasporitlinsen kann man nördlich von Muğla bei "Tirkeçtepe" beobachten.

6. Die Körteke-Gruppe

Weiter nordöstlich von Kavaklıdere treten im S des Körteke-Gebirges Diasporite auf, im N Smirgellinsen. Man kann hier den Übergang von Diasporit zum Smirgel beobachten. Das Gebiet von Körteke ist außerdem durch disthenreiche Dachschieferzonen charakterisiert (Önay, 1949).

7. Die Lagerstätten von Ayvandağ

Etwas nordöstlich des Körteke-Gebirges kommen im S des "Ayvandağ" Diasporite, im N Smirgellinsen vor.

Außer diesen Großgebieten treten einige Smirgellinsen südlich von Güney bei Kayışalanı und bei Buldan auf. Mit einigen kleineren Smirgellinsen im Norden des Massivs bei Kula und Salihli (Bozdağ) schließt sich der Metabauxitgürtel des Menderes-Massivs.

Die in dieser Arbeit untersuchten Proben stammen aus dem Gebiet zwischen Bafa-See und Kavaklıdere, d.h. aus dem SW- und S-Abschnitt des Metabauxitgürtels (Abb. 3a). Die aus unterschiedlichen Lagerstätten entnommenen 192 Proben sind zusammen mit ihren Fundorten nachstehend aufgelistet:

129 Smirgelproben

1 - 19 und 96 - 100	Karahöyüktepe bei Elmacıkköyü
20 - 24 und 101 - 105	SE von Karahöyüktepe (Çıklıktepe)
25 - 38	Azganboğazı-Deresi bei Çengeller
39 - 63 und 106 - 116	Zımpara N von "İsmaildağı"
64 - 66	N von Zımpara
67 - 70	NE von İsmaildağı
71 - 95	E von Kozağaç (Aksivri)
117 - 126	Çobançamı bei Kozağaç
127 - 129	Karatepe

63 Diasporitproben

D 1 - 11	Armutlugöl
D 12 - 22	Göbekdağı
D 23 - 35	K. Çamlıktepe
D 36 - 42	Ortatepe
D 43 - 46	Kayaderesi
D 47 - 50	Damlıboğaz
D 51 - 55	Savran
D 56 - 62	Yılanlıdağ
D 63	Bencik

5. Petrographie der Metabauxite und ihrer Nebengesteine

5.1. Allgemeines

Wie bereits einleitend erwähnt, bilden die Metabauxite bilden linsenartige bis wurstförmige Körper, die in einem oder mehreren stratigraphisch bestimmten Horizonten in der Marmorhülle des Menderes-Massivs auftreten. Ihre Entstehung ist auf alte Bauxite in den taschenförmig verkarsteten Marmoren zurückzuführen. Sie folgen dem Massiv gürtelförmig und zeigen daher umlaufendes Streichen. Während die Smirgellinsen im Innern des Gürtels vorkommen, sind die Diasporite auf die äußere Zone beschränkt (siehe Abb. 3).

Die ehemaligen Bauxitkörper sind verschieden groß, wobei die großen Linsen oft in der äußeren Zone der Marmorhülle auftreten. Ihre Länge kann von einigen Metern bis zu mehreren hundert Metern betragen. Eine große Linse (Hauptlinse) wird meistens von mehreren kleineren begleitet, wobei sie alle auf einer Linie liegen. So kann man in einigen Gebieten kilometerlang auskeilende und nach kurzer Entfernung wieder auftauchende Linsen verfolgen.

Die einzelnen Linsen zeigen keine einheitliche Ausbildung. In einer Linse können verschiedene Typen von Erzen auftreten, was hauptsächlich durch Texturunterschiede, aber auch durch Unterschiede im Mineralbestand bedingt ist. Ein intensiver Wechsel von Erzen mit verschiedenem Charakter ist besonders in den mittleren Bereichen der Linsen zu sehen. Die Klüftung und somit der Anteil der sekundären Mineralphasen nimmt nach oben hin zu.

Neben den "In-situ-Lagerstätten" gibt es auch gebietsweise alluviale Metabauxit-Lagerstätten, die durch Verwitterung und Umlagerung der ehemaligen Linsen entstanden sind. In den konglomeratischen Ablagerungen befinden sich, neben mehr oder weniger abgerundeten Marmorgeröllen, eckige Smirgel-(bzw. Diasporit-)Stücke, die z.T. mit einem kalkigen Bindemittel verfestigt sind.

5.2. Die Nebengesteine

Die Metabauxite befinden sich in der oberen Einheit der Marmorhülle (siehe Abb. 2). Die stratigraphisch untere Grenze der Metabauxitlinsen ist unregelmäßig buchtig ausgebildet, während die obere Grenze eben und regelmäßig ist, was für Karstbauxite durchaus typisch ist. Im Gelände ist man oft in der Lage, das Oben und Unten einer

Linse zu unterscheiden. Obwohl das Nebengestein (oben und unten) im allgemeinen ähnliche Ausbildungen zeigt, ist es trotzdem sinnvoll, die Marmore unterhalb des Bauxithorizonts als "Liegendes" und die oberen Serien als "Hangendes" zu bezeichnen.

Das Liegende besteht hauptsächlich aus Calcitmarmor. Hier und da kann Dolomitmarmor auftreten (z.B. bei Karahöyüktepe). Das Liegende hat, wie schon oben erwähnt, eine unregelmäßige Grenze zu den Metabauxitlinsen. Der Smirgel (bzw. Diasporit) greift oft sackförmig in den Marmor ein. Der Calcitmarmor ist milchig weiß bis dunkelgrau, zuckerkörnig und z.T. bituminös. Im Grenzbereich ist er oft fein, sonst mittel- bis grobkörnig, wobei die Korngröße in der Regel nach unten zunimmt. In den grenznahen Bereichen ist er manchmal reich an Eisenoxiden, wodurch er rötlich verfärbt wird.

Die Grenze zwischen Metabauxit und Hangendem ist im allgemeinen durch eine schiefrige Zwischenschicht gekennzeichnet. Diese in der Regel 10 bis 60 cm mächtige Schieferzone wurde von Önay (1949) "Dachschiefer" genannt. Der Dachschiefer kann bei einigen Diasporitlinsen nur untergeordnet auftreten oder ganz fehlen. Lokal kann er aber auch in beträchtlichen Mächtigkeiten vorkommen (z.B. bei "Karahöyüktepe" wird die Smirgellinse von einer ca. 2 m mächtigen Schieferpartie überlagert).

Bei der Schieferzone handelt es sich meistens um Hellglimmerschiefer. Neben Hellglimmer können Disthen, Epidot, Hämatit bzw. Magnetit und Karbonate auftreten. Die wichtigsten Nebengemengteile sind Rutil, Apatit, Turmalin, z.T. Chloritoid, Spinell oder Högbonit und Zirkon. Da die Dachschiefer von Diasporit andere Mineralparagenesen zeigen als diejenigen des Smirgels, werden sie bei der Beschreibung der Diasporite und Smirgel nochmals behandelt (siehe Kap. 5.3 und 5.4).

Der Dachschiefer geht nach oben zu allmählich in Calcitmarmor über. Ein feiner Wechsel von Marmor und Schiefer kann lokal über einige Meter beobachtet werden. Diese Wechselfolge erreicht bei "Küçükamlıtepe" eine Mächtigkeit von über 10 Metern. Es ist ein intensiver Wechsel von Chlorit-Hellglimmerschiefern, schiefrigem Karbonat und quarzitischen Lagen.

Der hangende Marmor zeigt die gleichen Ausbildungen wie das Liegende. Er ist auch mittel- bis grobkörnig und zeigt manchmal eine feine Bänderung, die durch unterschiedliche Hämatitanreicherung entsteht. Außer der Hauptkomponente Calcit

(bzw. Dolomit) können Siderit, Ankerit, Hämatit, Muscovit, Margarit, Paragonit, Chlorit, Rutil, Apatit, Diaspor, Korund und Chloritoid im Marmor enthalten sein.

Im Hangenden des "Diasporitgürtels" zwischen Milas und Bafa-See ist die subrezente bis rezente Karstbildung eine häufige Beobachtung.

5.3 Diasporite

Die Diasporite sind feinkörnige, dichte Gesteine mit gelblicher bis dunkelbräunlicher Farbe, auch grünlich bei chloritoidreicheren Proben. Makroskopisch kann man den Mineralgehalt der Diasporite kaum bestimmen. Dagegen sind die textuellen Unterschiede mit bloßem Auge erkennbar. Am häufigsten treten in einer feinkörnigen Grundmasse fleckige, brecciöse bis pisolithische Texturgebilde auf, die sich von der Grundmasse durch ihre anders getönte Farbe unterscheiden. Eine fleckige Anordnung im cm-Bereich bildet leopardenfellähnliche Gewebe, weshalb solche Diasporite als "Leopardenerz" bezeichnet werden können (siehe Abb. 4).

Die einzelnen Diasporitlinsen zeigen keine einheitliche Ausbildung. Verschiedene Typen von Diasporit, die durch Texturunterschiede und durch Mineralbestand oder Chemismus auseinandergehalten werden können, kommen oft zusammen vor, wobei sie im allgemeinen allmählich ineinander übergehen.



Abb. 4: Leopardenerz aus "Küçükçamlıtepe"

Die Diasporite lassen sich nach ihrem Mineralbestand in fünf Hauptgruppen unterteilen:

1. Normaler Diasporit

Der normale Diasporit besteht hauptsächlich aus Diaspor und Hämatit. Er ist je nach Hämatitgehalt gelblich bis dunkelbraun. Die isolithischen und Leopardenfell-ähnlichen Texturen sind sehr typisch. Als Nebengemengteile treten Rutil, Chloritoid und Spinell auf. Lokal kann etwas Muscovit beobachtet werden. Dieser wirtschaftlich interessante Typ ist fast in jeder Lagerstätte anzutreffen.

2. Chloritoid-Diasporit

Als zweithäufigster Typ kommen chloritoidreiche Diasporite vor. Sie enthalten neben Diaspor und Hämatit reichlich Chloritoid und sind deshalb grünlich gefärbt. Der Chloritoidanteil kann stellenweise bis zu 50 Vol.% des Gesteins ausmachen.

3. Hellglimmerreicher Diasporit

Die hellglimmerreichen Diasporite sind mehr oder weniger schiefrig ausgebildet. Hier tritt anstelle von Chloritoid Muscovit auf.

4. Korundführender Diasporit

Die Grundmasse besteht aus feinkörnigem Diaspor mit Hämatit und Rutil. Darin befinden sich zahlreiche gröbere idiomorphe, porphyroblastische Korunde und Chloritoide. Korundführende Diasporite kommen an der Übergangszone zwischen Diasporit und Smirgel vor.

5. Pyrit-Diasporit

Pyrithaltige Diasporite haben sich nur lokal gebildet (bei Ortatepe). Die idiomorphen Pyritkörner treten meist gehäuft auf und werden oft von großen Diasporatafeln begleitet.

Die Grundmasse ist bei dem erzarmen (= hämatitarmen) normalen Diasporit fast monomineralisch und besteht hauptsächlich aus feinkörnigem Diaspor. Die Korngröße

des Diaspors variiert zwischen 0.005 und 0.03 mm. Die Diaspore sind reich an Einschlüssen von Rutilnadelchen und feinen Hämatitschuppen, welche deutlich zur Trübung der Körner führen. Bei den größeren Diasporkörnern (ca. 0.1 mm) dominieren die Einschlüsse im Innern der Kristalle, während die Ränder einschlußarm bis einschlußfrei sein können. Die Einschlüsse sind in der Grundmasse unterschiedlich angereichert, wodurch eigenartige Texturen (anders getönte Felder, schlierenartige Streifen, Bänderungen etc.) entstehen. Die dunklen und hellen Bereiche, die feinläufig parallel angeordnet sind, kommen bei Benciktepe besonders häufig vor.

Die sogenannten Leopardenerze (Abb. 4) bestehen aus unregelmäßigen dunkelbraunen Feldern und helleren (gelblich bis bräunlichen) hämatitärmeren Zwischengeweben. Die dunklen Felder sind in der Regel sehr reich an Hämatit (bis zu 80 Vol.%), während die helleren Bereiche überwiegend aus Diaspor bestehen.

Neben linsigen bis ooidischen Pisolithen sind auch knollige bis brecciöse Texturgebilde häufig in den hämatitreicheren Chloritoid-Diasporiten und in dem normalen Diasporit anzutreffen. Sie alle kommen sowohl in helleren als auch in dunkleren Bereichen vor und unterscheiden sich von der Grundmasse durch ihre anders getönte Farbe. Die Pisolithe zeigen meist einen konzentrischen Aufbau aus Schalen von Hämatit und Diaspor. In der Mitte befindet sich ein Hämatitkom oder ein radialstrahlig bis fächerförmiger Chloritoid. Manche Pisolithe sind mit fein- bis mittelkörnigem Diaspor gefüllt. Hämatit, Chloritoid, Margarit und größere Diasportafeln können in diesen ooidisch bis knolligen Körpern zusammen auftreten.

In der Grundmasse kann neben Diaspor und Hämatit etwas Muscovit auftreten. Die Muscovite füllen z.T. die Zwischenräume und Restporen der Grundmasse auf. Einige muscovitreiche Diasporite zeigen ein schiefriges Gefüge, das durch eingeregelter Muscovitblätter hervorgerufen wird.

Außer den verschiedenartig ausgebildeten Pisolithen treten in der Grundmasse Porphyroblasten auf. Am häufigsten sind die Chloritoide, die tafelig, filzartig bis rosettenförmig ausgebildet sind. Außerdem kommen größere Muscovit- und Margaritblätter, Karbonate und idiomorphe Spinelle vor. Die Spinelle bevorzugen die hämatitreicheren Bereiche. Lokal kann Pyrit weitgehend den Hämatit vertreten (Pyrit-Diasporit). Bei Ortatepe kommen bis zu zentimetergroße Pyritkörner oft als Agglomeration vor. In den schiefrigen Diasporiten kann Disthen auftreten. Als akzessorische Geminenteile sind Apatit, Monazit, Florencit und Paragonit zu erwähnen. Goethit und Hydrargillit sind die wichtigsten Verwitterungsprodukte.

Eine auffällige Klüftung der Diasporite ist meistens in den oberen Bereichen der Lin- sen zu beobachten. Die Klüfte sind mit Chloritoid, Muscovit, Margarit, Diaspor und Karbonat ausgeheilt. Am häufigsten sind die Chloritoidklüfte (bis zu 15 cm dick) vertreten. Diasporklüfte sind selten monomineralisch. Der Diaspor ist meistens mit Chloritoid und Titanohämatit verwachsen. An der Grenze zum Hangenden werden Karbonatklüfte, die neben Calcit (stellenweise auch Siderit und Ankerit) oft etwas Margarit und Apatit enthalten, häufiger.

Einige Diasporite sind tektonisch stark beansprucht. Es treten hier disthenhaltige Schieferpartien auf, die auf die Dachzone der Diasporitlinsen beschränkt sind und oft in Diasporit übergehen (z.B. bei Tirkeçtepe). Es treten Klüfte mit cm-großen Di- sthenkristallen auf, wie sie von Önay (1949) beschrieben wurden. Önay erwähnt wei- terhin bei Avburnu (südlich Körteke) Margarit-Diasporite, die in disthenhaltige Ty- pen übergehen und dann von porphyroblastischen Disthenschiefen abgelöst wer- den.

Der Dachschiefer besteht stellenweise aus einer Wechsellagerung von Calcitmarmor und Muscovitschiefer. Die Calcitkörner sind oft etwas ausgelängt. Die schiefrigen Partien werden hauptsächlich aus Muscovit (auch Paragonit und Margarit), Calcit, Hämatit, Turmalin, Rutil und Apatit aufgebaut. Außerdem enthalten sie akzessori- sche Gemengteile wie Monazit, Chloritoid, Zirkon und Spinell.

Bei Kayaderesi ist die Grenze zum Hangenden sehr unregelmäßig ausgebildet. Eine Schieferzone im Sinne des Dachschiefers fehlt. Der Marmor und der Diasporit sind besonders im Grenzbereich stark zerklüftet und miteinander verschuppt. Man findet in Diasporit eingeschlossene Marmorstücke.

5.4. Smirgelgesteine

Der Smirgel ist wegen seines Hauptbestandteils Korund ziemlich hart, fein- bis mit- telkörnig und massig. Er ist je nach Mineralbestand eisengrau bis schwarz beim nor- malen Smirgel, dunkelgrün bis graugrün bei besonders chloritoidreichen Typen, gräulich-bläulich bei korundreichsten Proben und oft bräunlich in stark verwitterten Proben.

Der Hauptbestandteil Korund wird immer vom Eisenerz begleitet. Magnetit und titan- haltiger Hämatit (= Ilmenohämatit) können abwechselnd oder zusammen auftreten.

Diaspor ist bei den meisten Smirgeln ein retrogrades Produkt und ersetzt z.T. den Korund. In unterschiedlichen Mengen treten Chloritoid und Hellglimmer (vorherrschend Margarit) auf. Högbomit, Rutil, Apatit, Calcit, Goethit und Septechlorit, lokal Pyrit und Disthen sind die weiteren Nebengemengteile. Akzessorisch können auch Orthit, Turmalin, Kaolinit, Hydrargillit, Monazit und Florencit auftreten, wobei Kaolinit, Hydrargillit und Goethit Verwitterungsprodukte sind.

Nach ihrem Mineralbestand können auch die Smirgel, ähnlich wie Diasporite, unterteilt werden:

1. Normaler Smirgel

Der weit verbreitete normale Smirgel besteht hauptsächlich aus Korund und Fe-Oxid (Magnetit und Ilmenohämatit). Chloritoid, Margarit, Högbomit, Diaspor und Rutil können als Nebengemengteile auftreten. Einige Proben sind sehr erzarm und bestehen bis zu 85 Vol.% aus Korund.

2. Chloritoid-Smirgel

Als zweithäufigster Typ tritt chloritoidreicher Smirgel auf. Der oft von zahlreichen Chloritoidklüften durchsetzte Chloritoid-Smirgel ist vor allem in den oberen Partien der Linsen verbreitet. Übergänge vom normalen Smirgel mit etwas Chloritoid zu sehr chloritoidreichen Smirgeln sind fast bei jeder Lagerstätte zu beobachten. Neben Korund und Chloritoid tritt Magnetit (bzw. Hämatit) als dritthäufigste Phase auf. Außerdem enthalten sie meistens etwas Rutil, Högbomit, Margarit und Diaspor.

3. Hellglimmerführender Smirgel

Sie treten besonders in den Dachpartien der Smirgellinsen auf und enthalten neben Korund und Fe-Oxiden in unterschiedlichen Mengen Hellglimmer. Am häufigsten sind die margaritiführenden Smirgel. Muscovitführende Smirgel sind selten und bilden oft den Übergang zum Dachschiefer.

4. Diaspor-Smirgel

Als Diaspor-Smirgel werden diejenigen Smirgelgesteine bezeichnet, in denen die Korunde weitgehend retrograd in Diaspor umgewandelt sind.

Außerdem beschrieb Önay (1949) pyrrhthaltige Smirgel bei Körteke und Pyrit-Chloritoid-reiche Partien in den Smirgeln bei Ismaildağı.

Im Grenzbereich zum Liegenden zeigen die Smirgellinsen im allgemeinen eine einheitliche Ausbildung und bestehen überwiegend aus normalem Smirgel. In den mittleren Bereichen der Linsen ist der Smirgel, wie bei den Diasporiten, mannigfaltiger. Hier gibt es Partien mit lagiger, schlieriger und stark pisolithisch bis fleckiger Anordnung, sowie Bereiche mit unterschiedlichem Mineralbestand. Gegen das Hangende hin ist eine Zunahme des Chloritoidanteils festzustellen.

Die korundreichen normalen Smirgel zeigen oft ein mosaikartiges Pflastergefüge, das durch Zusammenwachsen von idiomorph bis hypidiomorphen Korundkörnern erzeugt wird. Die Zwickelräume sind meistens mit Hellglimmer (Margarit), Diaspor, z.T. auch mit Chloritoid gefüllt. Während die rosettenartig bis kleintafeligen Chloritoiden meist mit Korund verwachsen sind, dominieren die filzartig bis feinstrahligen Formen von Chloritoid in den eisenreicheren pisolithisch bis brecciösen Körpern. Größere Chloritoidtafeln sind in den Spaltrissen und Poren anzutreffen. Der Chloritoidanteil kann stellenweise so zunehmen, daß der Smirgel allmählich in einen reinen "Chloritoidit" übergeht.

Die Korundkörner sind meistens sehr reich an Magnetit- (bzw. Hämatit-) und Rutileinschlüssen, welche verschiedene Ablagerungsgefüge wie z.B. ehemalige Pisolithe nachzeichnen (siehe Abb. 5). Die feinen Magnetit- und Rutileinschlüsse sind oft unabhängig vom Wirtskristall linsig bis ooidisch, meist mehrschalig angeordnet. Stellenweise kann man bei den normalen Smirgeln auch parallele Texturen beobachten, die durch unterschiedlich angehäuften Einschlüsse gekennzeichnet sind. Die Korundkörner sind um letztere herumgewachsen, so daß die parallele Anordnung der Einschlüsse über mehrere Körner hinweg zu verfolgen ist. Oft sind die feinkörnigen bis staubartigen Einschlüsse so dicht, daß die Wirtskörner wie Korund und Chloritoid fast opak erscheinen.

In den chloritoidreicheren Partien sind die pisolithischen Texturen häufiger anzutreffen. Sie ähneln den Pisolithen der Diasporite sehr. Auch hier zeigen die ooidischen Körper oft einen konzentrischen Schalenbau. Sie sind meistens mit Chloritoid, Korund und Eisenerz gefüllt. Die Pisolithe können in den Chloritoid-Smirgeln z.T. bis zu zentimetergroß werden (= Großpisolith). Sie haben einen teilweise feinlagigen Saum aus Chloritoid oder aus einem Wechsel von Chloritoid und Eisenerz. Im Kern

sind Chloritoidrosetten, Bereiche mit filzartigem Chloritoid, reichlich Magnetit oder Hämatit anzutreffen. Es können außerdem Korundkörner, Margarit, Högbomit sowie alle anderen Phasen der Smirgel auftreten.

Neben den durch die Verteilung der Einschlüsse sichtbar gemachten pisolithischen Texturen treten teilweise hellglimmerreiche Partien (muscovitreich) mit lagiger Anordnung auf. Die z.T. etwas länglich ausgerichteten Korundkörner heben sich mit ihrem höheren Relief aus der feingeschieferten Muscovitgrundmasse heraus (siehe Abb. 6). Während die Korunde und Hämatit- (bzw. Magnetit-) Ansammlungen z.T. etwa parallel eingeregelt sind, kommen große Disthenblasten vor, die richtungslos in der Grundmasse verteilt sind.

Wie die Diasporite sind auch die Smirgelgesteine auf Klüften z.T. stark mineralisiert. In erster Linie sind die Klüfte mit Chloritoid und Diaspor gefüllt. Ferner treten auch Margarit-, Muscovit-, Hämatit- und Karbonatklüfte auf. Monomineralische Diaspor- klüfte sind sehr häufig. Einige Diaspor-klüfte enthalten dagegen neben Diaspor noch Margarit, Titanohämatit und Chloritoid, die miteinander verwachsen sind. In den oberen Partien der Linsen besonders häufig auftretende Chloritoidklüfte enthalten bis zu 10 cm große Chloritoidkristalle. Weniger mächtige Chloritoidklüfte zeigen oft ein radial-fächerförmiges Gefüge. Neben Chloritoid können auch andere Phasen auftreten. In den Margaritklüften kommen bis zu zentimetergroße Fluor-Apatite vor. Margarit wird außerdem oft von Paragonit begleitet. Karbonatklüfte sind besonders in den Grenzbereichen zum Marmor zu beobachten (neben Calcit z.T. auch Siderit und Ankerit). Lokal, wie bei den Diasporiten, können außerdem Disthenklüfte auftreten.

Dachschiefer haben sich fast immer zwischen dem hangenden Marmor und dem Smirgel gebildet. Es handelt sich dabei meistens um Hellglimmerschiefer, Disthen- und Disthen-Epidotschiefer. Die beiden letzteren haben eine Grundmasse aus Muscovit und Paragonit, die eine intensive Schieferung abbilden. Darin befinden sich, z.T. auch in s orientierte, aber sonst richtungslos verteilte Porphyroblasten aus Disthen und Epidot. Die meist xenomorph bis hypidiomorphen Disthenkörner sind oft weitergewachsen oder auch von einem jüngeren Disthenkorn umschlossen. Die Epidote sind hypidiomorph bis idiomorph, zonarggebaut und besitzen meistens einen Orthitkern. Die Grundmasse enthält zahlreiche Rutil, Turmaline und Hämatite, die deutlich in s eingeregelt sind. Größere Margaritblätter kommen in den hämatitreicheren Partien vor. Als akzessorische Gemengteile können stellenweise Chloritoid, Korund, Apatit, Monazit, Spinell, Högbomit, Zirkon und Staurolith auftreten. Der Dachschiefer wird lokal von schiefrigem Hellglimmersmirgel ersetzt, der allmählich in Calcitmarmor übergeht.

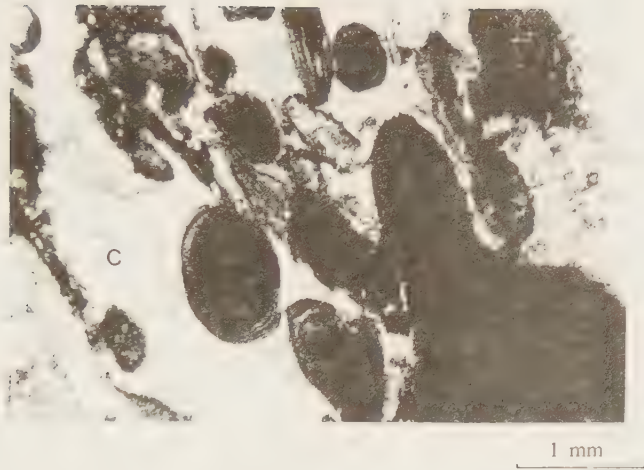


Abb. 5: Pisolithische Texturen, durch Magnetiteinschlüsse sichtbar, im normalen Smirgel (Probe aus Ismaildağı, // Pol.)



Abb. 6: Muscovitreicher Smirgel aus der Übergangszone zum Dachschiefer (Probe aus Çikliktepe, x Nicols) mit ausgelängten Korundkörnern und Disthenblasten (unten)

Tabelle 1: Mineralien der Metabauxite

	ZONE I		ZONE II	
	DIASPORIT	NEBENGEST.	SMIRGEL	NEBENGEST.
Korund	o ^L	-	xx	o
Diaspor	xx	o	(x)	-
Disthen	o*	x	x	x
Rutil	x	x	x	x
Hämatit	xx	x	xx	x
Magnetit	-	-	xx	x
Goethit	(x)	(x)	(x)	(x)
Pyrit	xx ^L	x ^L	-	-
Gahnit	x	o	o ^L	o ^L
Högbornit	-	-	x	o
Muscovit	x	xx	o	xx
Paragonit	o	x	o	xx
Margarit	o	x	x	xx
Chloritoid	xx	o	xx	o
Septechlorit	-	-	(o)	-
Epidot / Orthit	-	-	o ^L	xx
Staurolith	-	-	-	o
Apatit	o	o	o	o
Monazit	o	o	o	o
Florencit	-	-	o	-
Calcit	x	xx	x	xx
Dolomit	-	xx ^L	-	xx ^L
Siderit	(o)	(o)	(o)	(o)
Ankerit	(o)	(o)	(o)	(o)
Turmalin	o	o	o	o
Zirkon	-	o	-	o
Kaolinit	-	-	(o)	-
Hydrargillit	(o)	-	(o)	-

xx = viel

o = akzessorisch

(..) = sekundär

x = wenig

L = lokal vorh.

- = nicht vorh.

* = nach Önay (1949)

6. Mineralien der Metabauxite

Wie schon beim geologischen Überblick erwähnt, nimmt die Metamorphose im Menderes-Massiv von außen nach innen zonar zu. Dabei gehen die Diasporite allmählich in Smirgel über. Es ist daher sinnvoll, den Metabauxitgürtel in eine äußere Diasporitzone (Zone I) und eine innere Smirgelzone (Zone II) aufzuteilen. In Tabelle 1 sind alle Phasen eingetragen, die in beiden Zonen, in Diasporit und Smirgel bzw. deren Nebengestein, auftreten.

Wie aus der Tabelle 1 zu ersehen ist, zeigen die Diasporite und Smirgelgesteine des Menderes-Massivs insgesamt einen ähnlichen Mineralbestand. Während die meisten Nebengemengteile der Diasporite auch in den Smirgeln weitgehend erhalten bleiben, wird dort Diaspor von Korund ersetzt, wobei der Korund z.T. retrograd wiederum in Diaspor umgewandelt sein kann.

Die in der Außenzone des Metabauxitgürtels auftretenden Diasporite bestehen vorwiegend aus Diaspor und Titanohämatit. Dazu kommt als weitere Hauptkomponente Chloritoid. Als NebenkompONENTEN sind Muscovit, Paragonit, Rutil, Calcit und Gahnit zu erwähnen. Bei den Hellglimmern herrscht Muscovit vor, während Paragonit hauptsächlich in den grenznahen Partien und in den Klüften auftritt. Pyrit wurde nur bei Oratepe beobachtet. In einigen Proben kann Korund neben Diaspor, Högbomit neben Spinell (Gahnit) und Ilmenohämatit neben Titanohämatit auftreten. Als Sekundärphase und Verwitterungsprodukte sind vor allem Siderit, Ankerit, Goethit, Kaolinit und Hydrargillit zu erwähnen. Außerdem können einige Akzessorien wie Margarit, Apatit, Monazit und Turmalin vereinzelt auftreten. Der von Önay (1949) beschriebene und ebenfalls in Tabelle 1 aufgeführte Disthen wurde jedoch in den hier untersuchten Diasporiten nicht beobachtet. Die Hauptparagenese der Diasporite ist also aus $\text{Dia} + \text{Ti-Häm} + \text{Ctd} + \text{Ru} + \text{Ms} + \text{Gah} \pm \text{Par} \pm \text{Cc} (\pm \text{C} \pm \text{Hög} \pm \text{Ilm-häm})$ zusammengesetzt.

Die Smirgelgesteine bestehen hauptsächlich aus Korund, Ilmenohämatit bis Magnetit, Chloritoid und Margarit. Außerdem enthalten sie immer etwas Rutil und Högbomit. Der Hauptunterschied zwischen Diasporit und Smirgel liegt also darin, daß der Diaspor in den Smirgelgesteinen von Korund vertreten wird. Titanohämatite werden außerdem von Ilmenohämatit und Magnetit, Gahnite von Högbomit vertreten. Ein weiterer Unterschied liegt darin, daß der Smirgel margaritdominant ist, während der Diasporit hauptsächlich Muscovit enthält. Dagegen bleiben Chloritoide und Rutil

auch im Smirgel weitgehend erhalten. Als weitere Nebengengenteile sind Calcit, Paragonit, Muscovit und Disthen zu erwähnen. Die akzessorischen Gemengteile der Diasporite sind auch in den Smirgeln zu finden. Zusätzlich treten hier und da einige Orthit-, Florencit- und Ankeritkörner auf. Pyrit wurde im untersuchten Material nicht gefunden. Die Hauptparagenese der Smirgel setzt sich also zusammen aus: C + Ilm-häm + Mt + Ctd + Ma + Ru + Hög ± Ms ± Par ± Ky ± Cc.

In vielen Proben tritt außerdem Diaspor auf, wo er retrograd aus Korund entsteht. Außerdem gehen einige Chloritoide in Septechlorit über. Als weitere Umwandlungsbis Verwitterungsprodukte treten Kaolinit, Hydrargillit und Goethit auf.

Auch die Dachschiefer beider Zonen zeigen unterschiedliche Mineralbestände. Der Dachschiefer der Diasporitvorkommen (Zone I) besteht hauptsächlich aus Muscovit, Paragonit, Titanohämatit, stellenweise Disthen und Calcit. Es treten außerdem Margarit, Rutil, Turmalin und Apatite auf. Stellenweise können auch etwas Diaspor, Spinell, Chloritoid, Zirkon und Monazit beobachtet werden. Die Karbonate, wie Calcit, Dolomit, Siderit und Ankerit, kommen hauptsächlich in Marmor vor. Die Hauptparagenese der Dachschiefer der Zone I setzt sich demnach zusammen aus: Ms + Par + Ti-Ilm-Häm + Ru ± Ky ± Cc ± Ma ± Tu ± Ap.

Die Dachschiefer der Smirgelgesteine enthalten, im Gegensatz zu denjenigen der Zone I, zusätzlich Epidote, die meistens einen Orthitkern besitzen. Sie treten auf zusammen mit Disthen als Porphyroblasten in einer hauptsächlich aus Muscovit (und Paragonit) zusammengesetzten, feinkörnigen Grundmasse. Die Titanohämatite der Zone I werden hier wiederum von Ilmenohämatit und Magnetit vertreten. Ansonsten findet man die gleichen Phasen wie in der Zone I, wie z.B. Margarit, Apatit, Monazit, Calcit, Turmalin und Zirkon, wobei Margarit deutlich häufiger vertreten ist. Außerdem können Korund, Spinell, Högbonit und Staurolithe stellenweise akzessorisch auftreten. Die Hauptparagenese der Dachschiefer in Zone II ist also etwas anders zusammengesetzt: Ms + Par ± Mar ± Ep / Orth. ± Ky + Ilm-häm + Mt + Ru + Tu ± Ap ± Cc (± Staur.).

Die in Tabelle 1 aufgeführten einzelnen Minerale, die in den Diasporiten und Smirgeln sowie in deren Nebengestein auftreten, werden in den folgenden Abschnitten weitgehend beschrieben.

6.1. Korund

Der im Handstück dunkelblau bis graublau erscheinende Korund ist Hauptbestandteil der Smirgel. Er ist in der Regel klein- bis mittelkörnig (0.5 bis 2.0 mm); aber auch Korngrößen bis zu 10 mm können beobachtet werden. Die hypidiomorphen Korundkörner sind kurzprismatisch bis tonnenförmig ausgebildet (siehe Abb. 7). Sie sind in Dünnschliffdicke farblos bis saphirblau, wobei sich die intensiv gefärbten Partien durch einen deutlichen Pleochroismus von blau bis grünlichblau auszeichnen. Die blauen Korunde zeigen z.T. zonare Farbstreifen; dabei nimmt die Farbintensität oft von außen nach innen ab (siehe Abb. 8). Manche Körner enthalten dagegen verschiedenen intensiv gefärbte Partien, die fleckenförmig angeordnet sind. Oft wird die Eigenfarbe durch die feinkörnigen, z.T. sehr dichten Einschlüsse verdeckt. Die Einschlüsse sind hauptsächlich Rutil und Magnetit. Ferner können auch Hämatite, Chloritoide, Margarite und Högbonite als Einschlüsse auftreten. Stellenweise werden die Magnetit- bzw. Rutileinschlüsse so zahlreich, daß der Korund nahezu opak erscheint.

Die Korundkörner sind z.T. in mehreren Stadien gewachsen. Um ein altes Korundkorn wächst der Korund (anscheinend z.T. auf Kosten der Chloritoide) weiter, wobei einige kleinere Chloritoide dabei umschlossen werden.

Im allgemeinen zeigen die Korundkristalle unregelmäßige, scharfe Risse, sind z.T. durchlöchert und angefressen. In den Rissen und Löchern sitzen oft Diaspor oder Hellglimmer (Margarite).

In einigen Smirgeln haben die Korunde zahlreiche Zwillingsslamellen parallel (10 11) ausgebildet.

Häufig wird Korund von Margarit verdrängt. Von den Rändern oder auch von den Rissen aus wird der Korund von Margarit angefressen. Auch Chloritoid kann sehr oft Korund verdrängen. Am häufigsten wird er aber durch Diaspor pseudomorphisiert. Die Korunde gehen oft von den Rändern und z.T. von Absonderungsflächen (wie z.B. Risse, Spalten und Zwillingflächen) aus allmählich in Diaspor über. Dabei werden sie so weitgehend umgewandelt, daß nur noch kleinere Reststücke zurückbleiben (siehe Abb. 9) oder nur noch die Umrisse zu erkennen sind. Eine totale Diasporisierung der Korunde ist besonders um die Diasporklüfte zu beobachten.



Abb. 7 : Tonnenförmige Korunde eingebettet in Ilmenohämatit (Smirgelprobe aus Çıklıktepe, // Pol)

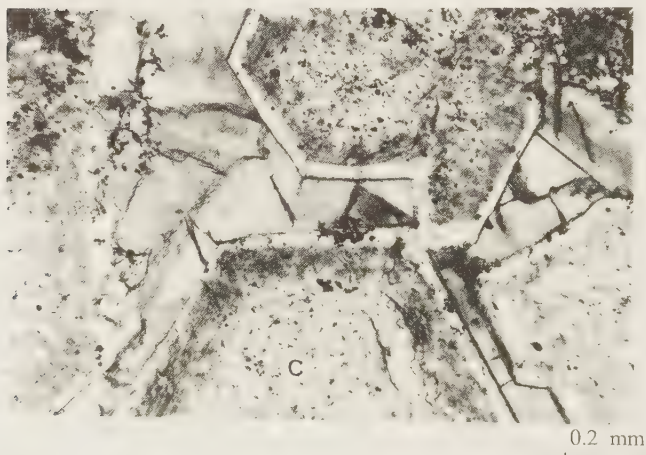


Abb. 8 : Blaue Korunde und Chloritoid als Zwickelfüllung. Die Farbtintensität der Korunde nimmt nach innen ab.(Smirgelprobe aus "Azganboğazi", // Pol.)

Probe	16			41			48			88			97		
Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12			
SiO ₂	-	-	-	-	0.04	-	-	-	0.02	-	-	0.06			
TiO ₂	0.33	0.31	0.41	0.03	0.46	0.21	0.49	0.20	0.13	0.02	0.35	0.17			
Al ₂ O ₃	97.94	98.21	98.34	98.71	97.77	98.23	98.23	98.48	98.89	98.71	98.96	98.94			
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0.07	-	-	-	0.33	0.04	0.09	0.04			
Fe ₂ O ₃	0.76	0.74	0.77	0.74	0.66	0.76	0.67	0.86	0.48	0.50	0.87	0.87			
MnO	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-			
MgO	0.02	-	-	-	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-			
CaO	0.01	-	-	-	-	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	-	0.01			
K ₂ O	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.02	0.05	0.04	-	-			
Na ₂ O	-	-	-	-	0.02	0.03	0.03	0.05	-	0.03	-	0.01			
Summe	99.09	99.26	99.53	99.48	99.14	99.31	99.44	99.66	99.45	99.34	100.27	100.09			
Strukturformel berechnet auf 3 Sauerstoffe															
Si	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.001			
Ti	0.004	0.004	0.005	-	0.006	0.003	0.006	0.003	0.002	-	0.004	0.002			
Al	1.986	1.986	1.985	1.991	1.980	1.985	1.981	1.983	1.992	1.992	1.982	1.984			
Cr	-	-	-	-	0.001	-	-	-	-	-	0.001	-			
Fe	0.010	0.010	0.010	0.010	0.009	0.010	0.009	0.011	0.007	0.007	0.011	0.011			
Summe	2.000	2.000	2.000	2.001	1.996	1.999	1.997	1.998	2.002	2.000	1.998	1.998			

1, 3, 5, 11 : blaue Korunde
 4, 6, 9, 10, 12 : farblose Korunde
 5 u. 6, 7 u. 8 : jeweils ein Korn

Tabelle 2: EMS-Analysen einiger Korunde

Tabelle 2 a: Spurenelemente im Korund, gemessen in Probe 88

(Co	470)
Ba	234
V	88
Ni	2
Cu	8
Zn	23
Rb	18
Sr	5
Zr	11
Nb	3
Ga	75

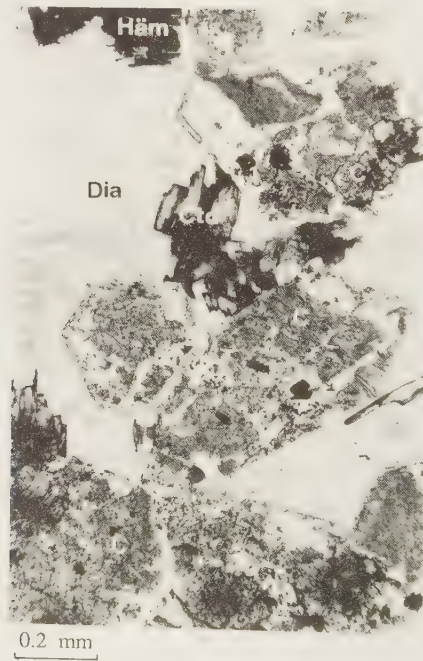


Abb. 9: Diasporisierte Korunde (Smirgel aus Karahöyüktepe, // Pol.)

EMS-Analysen (Tab. 2) der Korunde zeigen, daß sie fast immer etwas Eisen und Titan enthalten, deren Einbau im Korundgitter als farbgebender Faktor angenommen wird. Der TiO_2 -Gehalt variiert zwischen 0.02 und 0.49 Gew.%, wobei erst die titanreicheren Korunde blaue Eigenfarbe zeigen, während die titanärmeren und titanfreien Körner farblos erscheinen. Fe_2O_3 (0.48 - 0.87 Gew.%) ist immer vorhanden, wobei ein Teil des Eisens wahrscheinlich zweiwertig im Korundgitter eingebaut wird.

Die Punkte 5 und 6 bzw. 7 und 8 der Tab. 2 sind jeweils auf einem Korn gemessen. Wie es auch in der Tabelle zu sehen ist, zeigen die Messungen im saphirblauen Kernbereich (5 und 7) deutlich höhere Titangehalte als die farblosen Ränder (Punkt 6 und 8), während der Eisengehalt in den Rändern etwas zunimmt.

Manche Korunde können spurenweise Cr_2O_3 , SiO_2 , MnO , MgO , CaO und Alkalien wie Na_2O und K_2O enthalten. Durch Messungen mit der Röntgenfluoreszenz an einzelnen Korundkörnern wurden außerdem eine Reihe von Spurenelementen festgestellt, wobei das Kobalt wahrscheinlich bei der Aufbereitung angereichert wurde (Wolframkarbidmühle).

6.2. Diaspor

Diaspor kommt als Hauptbestandteil in den Diasporiten und als sekundäres Nebengemengteil in den Smirgelgesteinen vor.

In den Diasporiten bilden die feinkörnigen (0.005 - 0.03 mm groß) Diasporite hauptsächlich die Grundmasse. Sie sind nach (010) tafelig ausgebildet, normalerweise farblos bis milchigweiß, wobei sie oft durch eisenschüssiges Pigment leicht gelblich bis bräunlich gefärbt sind. Sie sind wie die Korunde sehr reich an Einschlüssen (Rutil und Hämatit). Die Rutileinschlüsse und der feine Hämatitstaub können so zahlreich auftreten, daß die Diaspore fast undurchsichtig werden. In manchen größeren Diasporkörnern sind die Einschlüsse, wie bei dem Korund, im Kernbereich konzentriert, wobei die Ränder fast einschlußfrei sind.

In den Smirgeln sind die Diaspore im allgemeinen sekundärer Entstehung. Sie pseudomorphisieren oft den Korund oder treten als stengelige bis breittafelige, selten auch faserige Kristalle in den Restporen und Spalten auf. Einige Diaspore in den Poren zeigen skelettbau- bis gitterbauartige Ausbildung (siehe Abb. 10).

Die oft verzwilligten (mit einem Winkel von 72°) Kluftdiaspore sind besonders in den Diasporiten bis zu 10 cm groß und werden oft von Specularit (= Hämatit) begleitet. Die großen Kluftdiaspore zeigen meistens vollkommene Spaltbarkeit nach (010). Die Diaspore sind z.T. zu Hydrargillit oder Kaolinit verwittert.

EMS-Analysen der Diaspore (Tabelle 3) zeigen, daß die Diaspore auch, wie die Korunde, fast immer etwas TiO_2 und Fe_2O_3 enthalten, wobei man hier annehmen würde, daß das Eisen nur dreiwertig vorliegt. Die primären Diaspore enthalten beträchtliche Mengen SiO_2 (0.17 - 0.89 Gew.%), was bei den Korunden nicht der Fall ist. Die retrograd entstandenen Diaspore in den Smirgelgesteinen sind dagegen fast SiO_2 -frei. Auch der TiO_2 -Gehalt nimmt stark ab. Cr_2O_3 und MgO sind fast immer geringfügig vorhanden. Die meisten Diaspore enthalten außerdem etwas K_2O , Na_2O und CaO , die nur in den Kluftdiasporen fehlen. Es wurden an zwei Kluftdiasporen (Probe 42) die Spurenelemente bestimmt. Im Gegensatz zum Korund enthalten die Diaspore deutlich weniger Ba, aber etwa gleich viel Ga (72 - 86 ppm).

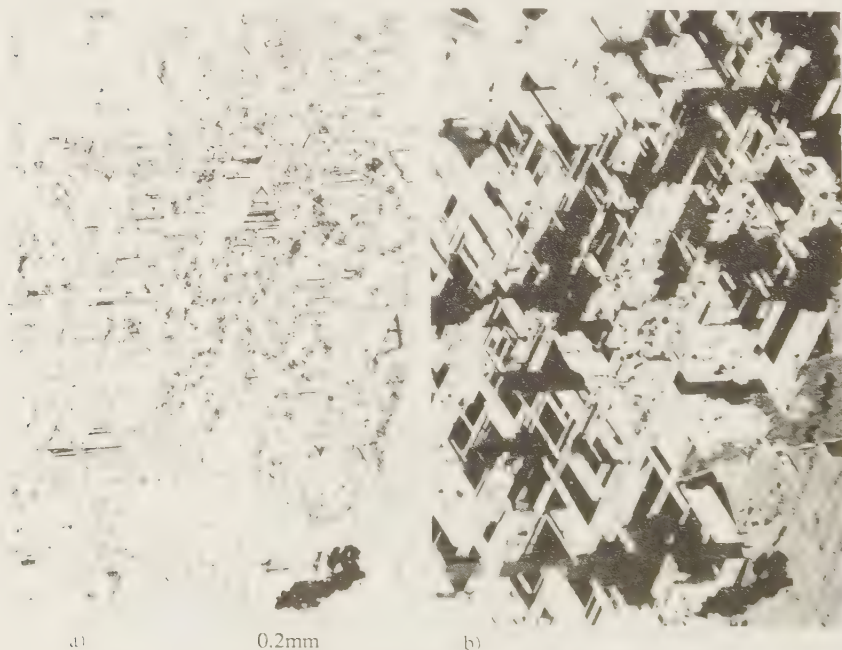


Abb. 10: Skelettenbauartig ausgebildeter Diaspor (Probe aus Aksivri.

a) // Pol. u. b) x Nicols)

Tabelle 3: EMS-Analysen einiger Diaspore

Probe	D 19		D 38		38			42 (Kluftdiaspor aus K.C.Tepe)		
Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	0.33	0.49	0.23	0.17	0.06	0.02	0.02	0.02	-	-
TiO_2	0.68	1.24	0.18	0.93	0.15	0.05	0.02	0.42	0.10	0.33
Al_2O_3	73.93	62.60	60.56	61.30	63.00	62.72	63.29	61.31	63.66	63.26
Fe_2O_3	0.03	0.01	0.08	0.06	0.01	0.03	0.01	-	0.01	<0.01
FeO	1.09	2.40	0.89	1.16	0.66	0.78	0.59	1.03	0.74	0.53
MnO	-	0.03	-	-	0.05	-	-	-	-	-
MgO	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	-	0.02	-	0.03	0.03
CaO	0.02	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.03	-	-
K_2O	0.04	0.12	-	0.03	0.01	0.03	0.05	-	-	-
Na_2O	0.06	1.24	0.18	0.93	0.15	0.05	0.02	0.42	0.10	0.33
Summe	82.11	86.90	81.81	83.72	83.97	83.68	83.81	82.81	84.51	86.12
Strukturformel berechnet auf 3 Sauerstoffe										
Si	0.007	0.018	0.005	0.003	0.001	-	-	-	-	-
Ti	0.011	0.019	0.003	0.014	0.002	0.001	-	0.006	~0.002	0.005
Al	1.963	1.922	1.978	1.961	1.986	1.987	1.991	1.974	1.980	1.988
Cr	-	-	~0.001	0.001	-	-	-	-	-	-
Fe	0.019	0.040	0.014	0.020	0.011	0.013	0.010	0.016	0.012	0.010
Ca+K+Na	0.001	0.003	-	0.001	-	0.001	-	-	-	-
Summe	2.001	2.003	2.001	2.000	2.000	2.002	2.002	1.996	2.004	2.003
1,2,3,4 = primäre Diaspore							weitere Spurenelemente*		Co (in ppm)	
5,6,7 = retrograde Diaspore aus Korund									Ba	
8,9,10 = Kluft-Diaspore									V	
* = bestimmt durch Röntgenfluoreszenz									Ni	
									Cu	
									Zn	
									Rb	
									Sr	
									Zr	
									Nb	
									Ga	



0.2 mm

Abb. 11: Disthen-Porphyroblasten mit durchstäubten Kernen (dunkel) und einschlußarmen Aufwachsungen (Dachschiefer N von Zimpara, x Nicols)

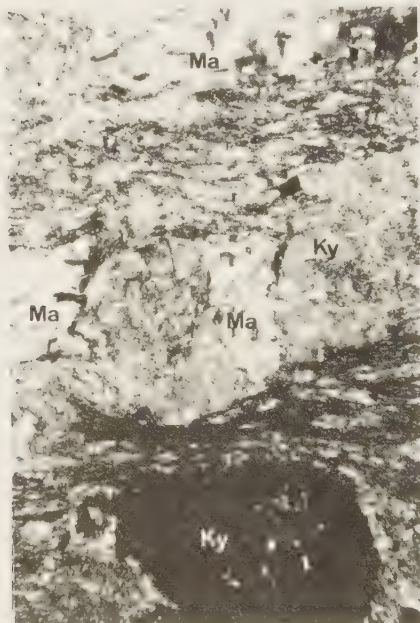


Abb. 12:

In zwei Stücke zerlegter Disthen wird durch Margarit ausgeheilt. Oben: gesamtes Disthenkorn margaritisiert. (Dachschiefer aus Karatepe, x Nicols)

1 mm

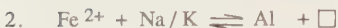
6.3. Disthen

Disthen kommt hauptsächlich in den Dachschiefern der Metabauxite vor. Er kann auch in einigen geschieferten, hellglimmerführenden Smirgeln als bis zu millimetergroße Porphyroblasten auftreten.

Disthen wurde außerdem von Önay (1949) auch in den Diasporiten beobachtet. Im Dachschiefer ist Disthen grob ausgebildet. Bis zu 3.5 mm große Disthenporphyroblasten, oft begleitet von Epidot, sind in einer Hellglimmer-Grundmasse verteilt. Sie sind im allgemeinen xenomorph, selten aber auch hypidionmorph bis idiomorph. Sie erscheinen im Dünnschliff farblos bis grau und sind durch feine Rutileinschlüsse z.T. stark getrübt.

Die meisten Disthenkörner liegen oft in zwei Generationen vor (Abb. 11), wobei ein älterer, einschlußreicherer Kern von einem jüngeren, fast einschlußfreien Disthen umschlossen wird. Manche Disthenkörner sind stark beansprucht, zerfressen und durchlöchert. Einige Körner sind auseinandergezogen, oft in zwei Stücke zerlegt und dann mit Hellglimmer wieder ausgeheilt (siehe Abb. 12).

Wie aus Tabelle 4 zu sehen, enthalten die Disthene geringfügige Verunreinigungen. Ein kleiner Teil von Al wird durch Eisen und Chrom ersetzt. Während Chrom nur spurenweise und in konstanter Menge vorhanden ist (0.001 Cr pro Formeleinheit), wird Eisen in verhältnismäßig größerer Menge eingebaut (0.005 - 0.010 Fe pro Formeleinheit), wobei ein Teil des Eisens eventuell zweiwertig vorliegen könnte. Man könnte sich dann zwei Substitutionen vorstellen:



Bei der ersten Gleichung wird Al einfach von Fe^{3+} (bzw. Cr) ersetzt, während bei der 2. Gleichung Fe^{2+} gekoppelt mit Alkalien eingebaut würde. Fraglich ist, ob in der Disthenstruktur Platz ist für die relativ großen Kationen K und Na. Manche Disthene enthalten neben den K_2O und Na_2O noch etwas CaO , ZnO (bis zu 0.08 Gew.%) und TiO_2 (bis zu 0.05 Gew.%). MnO und MgO sind dagegen nur in wenigen Disthenen enthalten. Es muß damit gerechnet werden, daß all diese Elemente Verunreinigungen, bedingt durch Mineraleinschlüsse, darstellen.

Tabelle 4: EMS-Analysen von Disthen

Probe	60				66	
Nr.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37.47	37.83	37.57	37.37	37.35	37.28
TiO ₂	0.02	-	0.01	0.05	0.05	-
Al ₂ O ₃	62.15	62.29	62.32	62.13	62.08	62.64
Cr ₂ O ₃	0.05	0.04	0.07	0.05	0.06	0.05
Fe ₂ O ₃	0.26	0.30	0.44	0.43	0.49	0.35
MnO	-	-	0.01	-	-	0.09
MgO	-	-	-	-	0.04	-
ZnO	-	0.06	-	0.08	0.08	-
CaO	0.01	-	0.02	-	0.01	-
Na ₂ O	0.03	0.02	0.04	0.01	0.06	-
K ₂ O	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03
Summe	100.04	100.57	100.52	100.16	100.27	100.44
Strukturformel berechnet auf 5 Sauerstoffe						
Si	1.002	1.007	1.003	1.000	1.000	0.998
Ti	-	-	-	0.001	0.001	-
Al	1.982	1.980	1.984	1.982	1.979	1.989
Cr	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Fe	0.005	0.006	0.009	0.009	0.010	0.007
Mn	-	-	-	-	-	0.002
Mg	-	-	-	-	~ 0.002	-
Zn	-	0.001	-	0.001	0.001	-
Ca	-	-	0.001	-	-	-
Na	~ 0.002	0.001	0.002	~ 0.001	0.003	-
K	0.001	0.001	0.001	0.001	~ 0.002	0.001
Summe	1.991	1.990	1.998	1.996	1.999	2.000

6.4. Eisen-Titan-Oxide

6.4.1. Rutil

Rutil kommt sowohl im Smirgel als auch in Diasporiten sowie in deren Nebengesteinen vor. Er tritt stets in Korund, Diaspor und in den Silikatmineralien eingeschlossen auf und verursacht eine deutliche Trübung dieser Körner. Er ist kurzprismatisch bis sehr feinnadelig (0.002 bis 0.05 mm lang).

Größere Rutilite sind selten. Sie sind dann meistens retrograd gebildet und treten besonders in den Hämatitreicheren Proben und in den stark diasporisierten Smirgeln auf. In den Restporen können bis zu millimeterlange Rutilite, oft mehrere zusammen, beobachtet werden.

Bis zu 0.2 mm große primäre Rutilite treten auch als freie Phasen auf, wobei sie z.T. mit Titanohämatit verwachsen sind. Sie sind meistens langprismatisch ausgebildet und zeigen oft Kniezwillinge.

Im Dachschiefer sind sie entweder in anderen Phasen wie Disthen, Epidot und Hellglimmer eingeschlossen oder kommen in s eingeregelt in der Grundmasse vor. Rutilite sind chemisch ziemlich rein (>99 Gew.% TiO_2). Sie enthalten nur spurenweise Fe, Si und Cr.

6.4.2. Hämatit, Magnetit und Goethit

Eisenoxide sind die zweithäufigsten Gemengteile der Metabauxite. Einige Proben können bis zu 35 Gew.% Eisenoxid enthalten, die primär als Hämatit und Magnetit auftreten, wobei die Magnetite erst im Smirgel zu beobachten sind, während Hämatite in beiden Gesteinen (Diasporit und Smirgel) weit verbreitet sind.

Magnetite sind, wie der Rutil, meistens in Korund, Chloritoid und z.T. auch in Hellglimmern eingeschlossen. Sie sind als Einschluß sehr feinkörnig (0.005 bis 0.03 mm groß) und besitzen oktaedrische Umriss. Sie können auch neben Korund und Chloritoid als freie Phasen auftreten, wobei sie dann selten idiomorph sind. Es ist anzunehmen, daß die feinverteilten Magnetiteinschlüsse älteren Ursprungs sind als der Korund, während die freien Magnetite eventuell mit Korund gleichzeitig entstanden sind.

Hämatite sind besonders in Diasporiten verbreitet, wobei sie oft dichte Massen bilden, welche, wie schon erwähnt, spezielle Texturen erzeugen. Sie treten aber auch sehr häufig als feine Einschlüsse (0.002 - 0.03 mm groß) in Diaspor und in anderen Phasen auf. Hämatite enthalten immer unterschiedliche Mengen an TiO_2 . Die besonders titanreichen Hämatite sind im Dünnschliff von Magnetit kaum zu unterscheiden. Man benötigt oft EMS-Analysen, um einzelne Eisenoxide zu identifizieren. Beim Hämatit handelt es sich im allgemeinen um Ilmenit-Hämatit-Mischkristalle, die anhand von EMS-Analysen je nach Ilmenit-Anteil als Titanohämatit (<20 mol % Ilmenitanteil)

bzw. Ilmenohämatit (20 - 50 mol % Ilmenit) bezeichnet werden können. Die Erze im Diasporit sind hauptsächlich "Titanohämatite", die in der Regel 4.8 Gew.% TiO_2 enthalten. Stellenweise treten aber auch Ilmenohämatite auf. Die Hämatite der Smirgelgesteine sind insgesamt titanreicher (> 10 Gew.% TiO_2), also Ilmenohämatite. Sie kommen z.T. mit Magnetit zusammen vor (vgl. Abb. 38).

Die normalerweise homogen erscheinenden Ilmenohämatite zeigen erst bei hundert- bis tausendfacher Vergrößerung (EMS) Inhomogenitäten, die sich in μm dünnen, parallel laufenden Lamellen bemerkbar machen. Fe- und Ti-Bilder eines Ilmenohämatits zeigen, daß diese feinsten Lamellen deutlich titanreicher sind (siehe Abb. 13). Es handelt sich dabei wahrscheinlich um Entmischungslamellen von Ilmenit.

Da eine vollständige Mischung von FeTiO_3 und Fe_2O_3 nach Carmichael (1961) erst bei höheren Temperaturen (950 - 1000° C) zu erwarten ist, konnte anscheinend bei den Metamorphosebedingungen, die zur Smirgelbildung führten, nur eine begrenzte Menge Titan in den Hämatit eingebaut werden. Dabei hat sich möglicherweise der von Carmichael (1961) festgelegte Solvus, z.B. durch andere $f\text{O}_2$ -Bedingungen, zu den niedrigeren Temperaturen hin verschoben, so daß doch bis zu 36 mol % FeTiO_3 in Fe_2O_3 eingebaut werden konnte. Es handelte sich dabei wahrscheinlich um metastabile Mischphasen. Sobald sich die Bedingungen änderten (Temperaturabnahme, weniger reduzierende Verhältnisse etc.), kam es zur Entmischung. Die entmischten Ilmenohämatite enthalten etwa 20 mol % FeTiO_3 (Analyse 5, in Tabelle 5), während der Rest FeTiO_3 in Form von Entmischungsilmenit ausgeschieden wird (vgl. Abb.13 a u. b).

Bei den sekundär stark diasporisierten Proben zerfällt der Ilmenohämatit unter oxidierenden Bedingungen oft zu Hämatit und Rutil (siehe Abb. 14).

Als Verwitterungsprodukt aller Eisenoxide tritt Goethit auf.

Die EMS-Analysen einiger Eisenoxide sind in Tabelle 5 zusammengestellt, wobei der FeO-Anteil der Titano- bzw. Ilmenohämatite theoretisch berechnet wurde. Die Titano- und Ilmenohämatite der Metabauxite enthalten etwa konstante Mengen von Al_2O_3 (0.08 - 0.14 Gew.%). Neben Al können fast alle Proben auch etwas Cr enthalten (0.05 - 0.25 Gew.% Cr_2O_3).

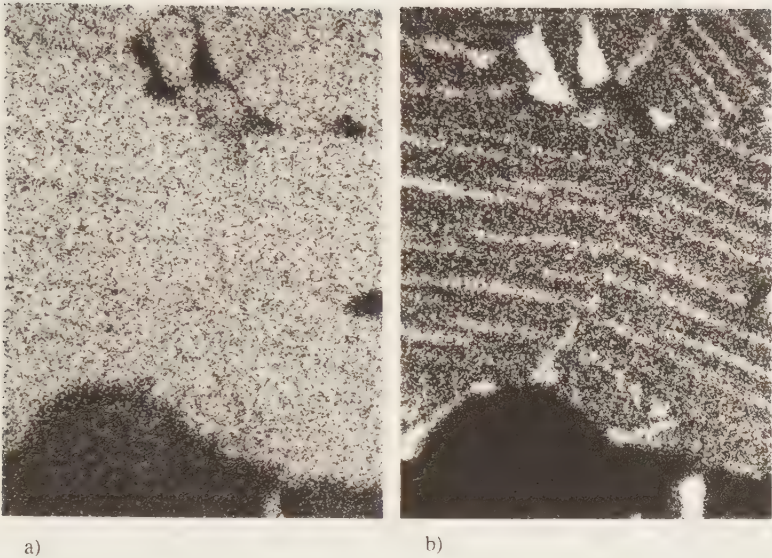


Abb. 13: EMS-Photos eines stark vergrößerten Ilmenohämatit (Smirgel aus Ismail -
dağı, a) Fe-Bild b) Ti-Bild, Vergr. 2000 x); * = EMS-Meßpunkt (Analyse 5
der Tabelle 5)



Abb. 14: Entmischungslamellen von Rutil in Hämatit (Smirgel aus Karahöyüktepe, x
Nicols)

Während die meisten Eisenoxide geringfügig Zn und Mn enthalten, wird Mg kaum eingebaut. Si wird nur in einigen Ilmenohämatiten und Magnetiten spurenweise beobachtet, während er in Titanohämatiten völlig fehlt. Die Magnetite enthalten außerdem spurenweise Cu, Co, Ni und Ca.

TITANOHAEMATIT				ILMENOHÄMATIT						MAGNETIT	
Probe	D 19	D 22			42		40	20	16		
Nr.	1	2	3	4	5 ^o	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	-	0.05
TiO ₂	4.68	5.42	7.47	16.13	11.82	18.59	15.85	13.21	15.76	0.08	0.05
Al ₂ O ₃	0.08	0.14	0.11	0.12	0.10	0.10	n.b.	0.11	0.12	0.24	0.28
Cr ₂ O ₃	0.09	0.09	0.18	0.05	n.b.	n.b.	0.15	-	0.25	0.19	0.22
Fe ₂ O ₃	91.21	89.33	86.80	67.64	76.58	63.61	69.55	73.94	70.27	69.47	69.54
FeO*	4.21	4.69	6.52	14.61	10.73	16.47	14.20	11.74	13.90	31.51	31.48
ZnO	-	0.16	0.09	0.03	n.b.	n.b.	-	-	0.25	0.16	0.04
MnO	-	0.05	0.07	0.01	-	-	-	0.11	-	-	0.05
MgO	-	-	0.02	-	0.02	-	-	-	-	-	-
Summe	99.33	99.88	101.26	98.59	99.25	98.77	99.75	99.14	100.56	101.65	101.71
Sauerstoff-basis	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	4
Si	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	~ 0.002
Ti	0.093	0.108	0.146	0.325	0.238	0.365	0.312	0.262	0.308	0.002	~ 0.002
Al	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	-	0.002	~ 0.003	0.006	0.007
Fe ³⁺	1.809	1.779	1.701	1.346	1.522	1.268	1.373	1.473	1.376	1.981	1.980
Fe ²⁺	0.093	0.104	0.142	0.324	0.237	0.365	0.312	0.260	0.303	0.999	0.998
Zn	-	0.003	~ 0.002	0.001	-	-	-	-	0.005	0.004	0.001
Mn	-	0.001	0.001	-	-	-	-	0.002	-	-	0.001
Mg	-	-	0.001	-	0.001	-	-	-	-	-	-
Cr	0.002	0.002	0.004	0.001	-	-	0.003	-	0.005	0.004	0.005
Summe	1.999	2.000	1.999	2.000	2.000	2.000	2.000	1.999	2.000	2.996	2.996

o = entmischter Ilmenohämatit

FeO* wurde theoretisch berechnet

Tabelle 5: EMS-Analysen der Fe-Ti-Oxide

6.5. Pyrit

Pyrit wurde von Önay (1949) in einigen Smirgellinsen beobachtet. Die in dieser Arbeit untersuchten Proben waren jedoch pyritfrei. Pyrit tritt aber lokal im Diasporit auf (Grube Ortatepe bei Milas). Hier besteht der Diasporit z.T. bis zu 30 Vol.% aus Pyrit. Die idiomorphen Pyritkörner sind in der Regel 0.1- 0.5 mm groß, treten meistens gehäuft auf und werden oft von größeren Diasporittafeln begleitet. In den Klüften können bis zu zentimetergroße Pyritkörner beobachtet werden.

Tabelle 6: EMS-Analysen der Pyrite (FeS_2)

Nr.	1	2	3
S	53.6	53.5	53.3
Fe	46.5	46.5	46.7
Zn	0.1	0.0	0.0
Summe	100.2	100.1	100.0

Die Pyrite sind meistens von den Rändern her goethitisiert. Sie zeigen oft um einen erhalten gebliebenen Pyritkern eine Goethitkruste oder sind total in Goethit umgewandelt (siehe Abb. 15). Chemisch sind die Pyrite ziemlich rein (Tabelle 6); nur einige Körner enthalten spurenweise Zn.

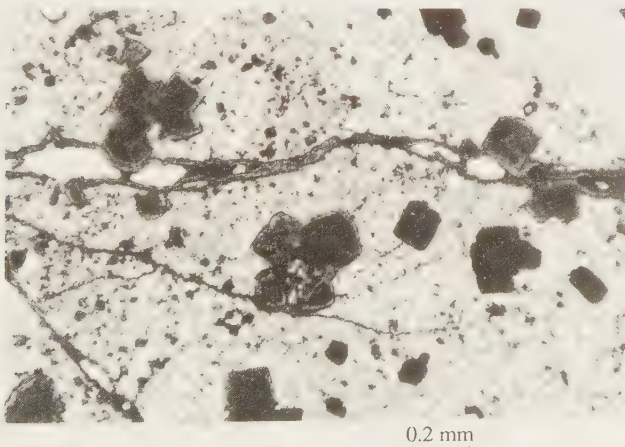


Abb. 15 : Idiomorphe Pyrite mit Goethitmantel in feinkörniger Grundmasse aus Diaspor (Probe aus Ortatepe, // Pol.)

6.6. Gahnit

Die Gahnite kommen hauptsächlich in den Diasporiten vor. In den Smirgeln und im Nebengestein (Dachschiefer) treten sie nur vereinzelt auf.

Tabelle 7: EMS-Analysen von Gahniten

Probe	D 19			D 22			126			SAMOS
Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO ₂	0.91	0.10	0.51	0.88	0.12	0.17	0.00	0.05	0.13	n.b.
Al ₂ O ₃	54.09	55.32	54.13	55.62	55.20	32.82	56.48	55.80	55.96	56.7
Cr ₂ O ₃	0.40	0.44	0.33	0.07	2.99	27.87	0.12	0.10	0.22	0.1
ZnO	42.55	42.97	42.43	38.68	38.09	26.64	40.02	40.10	37.95	39.9
FeO*	2.05	1.38	2.60	4.54	3.40	12.58	3.05	3.73	5.12	3.8
MnO	-	-	-	-	0.09	0.09	0.11	0.04	0.08	0.13
MgO	-	-	-	0.21	0.12	0.12	0.16	0.10	0.41	0.36
NiO	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0.05	0.09	0.12	0.21
Summe	*100.00	100.21	*100.00	*100.00	*100.00	100.29	*99.99	*100.01	*99.99	100.7
Strukturformel berechnet auf 4 Sauerstoffe										
Al	1.935	1.968	1.939	1.980	1.964	1.271	2.010	1.996	1.991	2.00
Cr	0.010	0.010	0.008	0.002	0.071	0.724	0.003	0.002	0.005	0.00
Summe	1.945	1.978	1.946	1.982	2.035	1.995	2.013	1.998	1.996	2.00
Ti	0.021	0.002	0.012	0.020	0.003	0.004	0.000	0.001	0.003	0.00
Zn	0.953	0.958	0.952	0.863	0.849	0.646	0.892	0.899	0.846	0.88
Fe	0.052	0.035	0.066	0.115	0.086	0.346	0.077	0.095	0.129	0.09
Mn	-	-	-	-	0.002	0.003	0.003	0.001	0.002	0.00
Mg	-	-	-	0.009	0.005	0.005	0.007	0.005	0.019	0.02
Ni	-	-	-	-	-	-	0.001	0.002	0.003	0.01
Summe	1.026	0.995	1.030	1.007	0.945	1.004	0.980	1.003	1.002	1.00

+ : Analysensumme auf 100% normiert

* : alles Fe als FeO

5 u. 6 : Einkorn (5: Randbereich, 6: Kern)

10 : Gahnit in Diasporiten von Ost-Samos (E.Ockenga, 1986)

Die 0,02 bis 0,2 mm großen, idiomorphen Gahnite der Diasporite (nah an der Grundmasse nahezu regellos verteilt (siehe Abb. 16), wobei sie allerdings in den hämatitreichen Bereichen häufiger anzutreffen sind. Meist zeigen sie einen schwachen Zonarbau. Die im Dünnschliff farblos erscheinenden Gahnitkörner haben oft einen schwach gelblich bis bräunlichen, z.T. grauen Kern. Sie enthalten oft Einschlüsse der Grundmasse. Im Kernbereich häufen sich diese so, daß das Mineral oft ganz dunkel erscheint. Dort finden sich außer Rutil- und Hämatiteinschlüssen z.T. auch Phosphate mit seltenen Erden (Monazit, Florencit).

Die meisten Gahnite besitzen einen dünnen anisotropen Saum, der aus einem gelben bis bräunlichen Material besteht, hohe Licht- und Doppelbrechung zeigt und somit dem Högbomit sehr ähnelt. EMS-Analysen einiger Körner mit dieser Umarmantelung bestätigen dies. Aber dieser Högbomit ist eisenärmer und zinkreicher als die normalen Högbomite der Smirgelgesteine (s.a. Kap. 6.7.).

Die in den Smirgelgesteinen gefundenen Gahnite sind meistens von 4 bis 6 Högbomiten umgeben (siehe Abb. 17a). Dieses Bild kann mit den Gahniten der Diasporite, die einen "Högbomitmantel" haben, verglichen werden, wobei der dünne Mantel hier zu Högbomitviellingen weitergewachsen ist. Es wird also Gahnit von den Rändern her von Högbomit verdrängt, so daß er oft völlig verschwindet.

Äußerst selten können die Gahnite auch im Dachschiefer, direkt im Grenzbereich zu Metabauxit, auftreten.

Die EMS-Analysen einiger Gahnite (und eines Cr-Fe-reicheren Spinells) sind in Tabelle 7 zusammengestellt.

Wie aus den chemischen Analysen (Tab. 7) und den daraus resultierenden Variationsdiagrammen (Abb. 18a u. b) deutlich zu sehen ist, enthalten die Gahnite etwas Hercynit (FeAl_2O_4), der zwischen 3 - 13 mol % variiert. Es ist aber anzunehmen, daß ein kleiner Teil des Eisens dreiwertig vorliegt, so daß die γ^{3+} -Position im Spinell mit zwei Kationen voll besetzt wird. Als weiteres dreiwertiges Kation wird Cr meist untergeordnet eingebaut (0,07 - 0,44 Gew.% Cr_2O_3). Stellenweise sind aber stark zonierte Spinelle zu beobachten, die deutlich mehr Cr enthalten. P 5 und 6 in Tabelle 7 zeigen zwei Meßpunkte aus einem solchen Gahnitkorn, wobei P 5 am Rand und P 6 im Kernbereich gemessen wurde. Während der Rand etwa 0,07 Cr pro F.E. aufweist, enthält der Kern zehnmal so viel Cr.

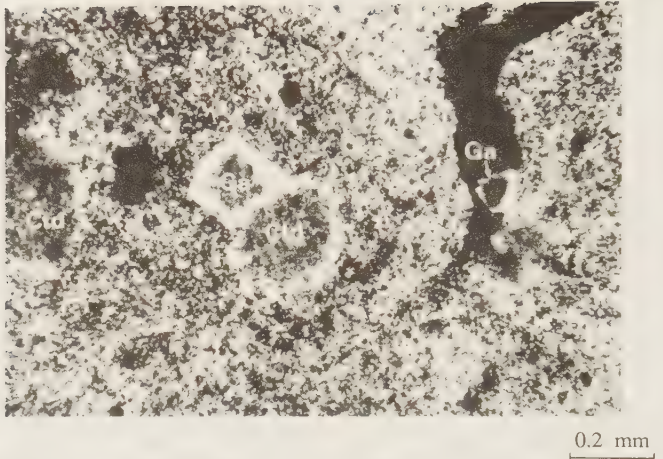


Abb. 16: Spinell- und Chloritoidblasten in einer feinkörnigen Grundmasse aus Diaspor und Hämatit (Diasporit aus Armutlugöl, // Pol.)

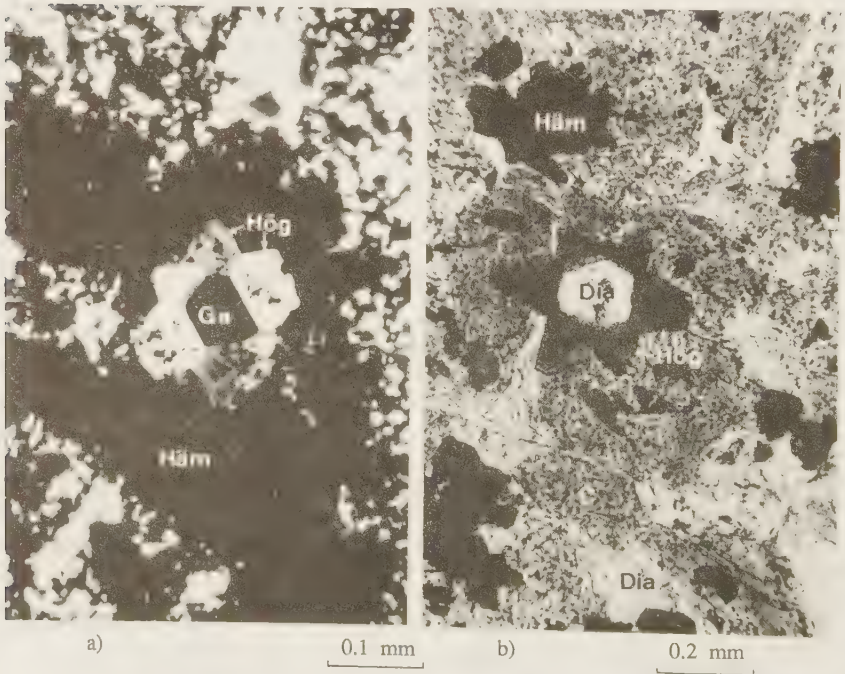


Abb. 17 : Högbomit-Viellinge. a) Smirgel aus Çobançanı (Högbomit mit Gahnit-Kern, x Nicols), b) Smirgel aus Karahöyüktepe (//Pol., Högbomitstern mit Diasporkern)

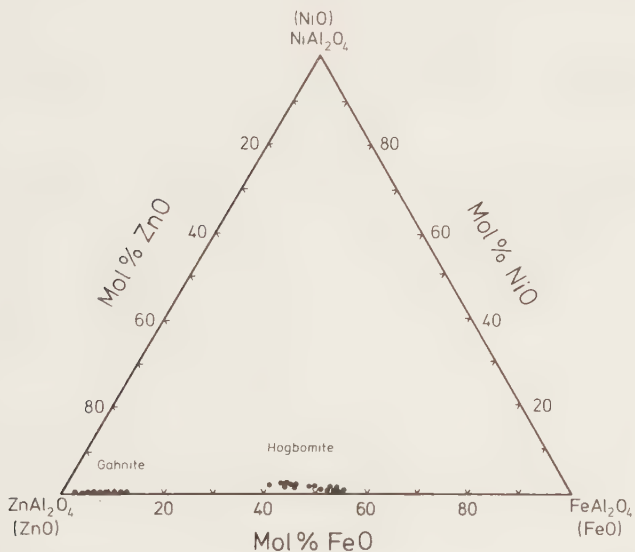
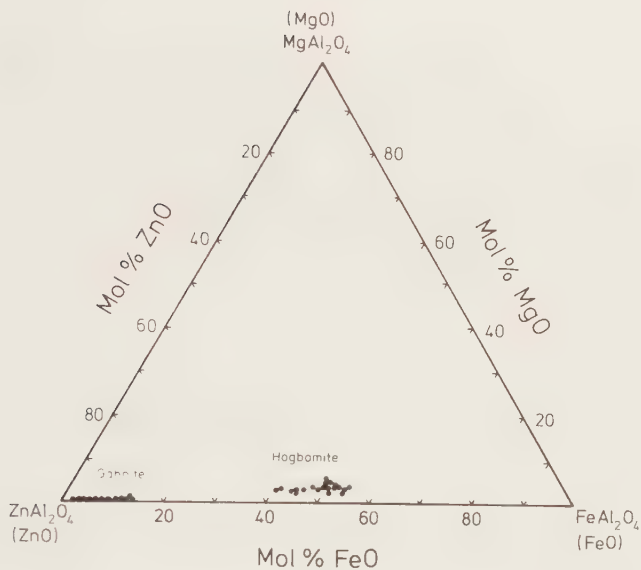


Abb. 18: Darstellung der Gahnit - und Hägbonitanalysen (EMS) in den a) MgO-ZnO-FeO- und b) NiO-ZnO-FeO-Diagrammen. Nähere Erläuterung siehe Text.

Auch das Fe nimmt im Kern deutlich zu (am Rand 0.09, im Kern 0.35 Fe pro F.E.), während Al und Zn deutlich abnehmen. Abb. 19 zeigt die gemessenen Spinelle in einem Doppelsalz-System mit den Endgliedern FeAl_2O_4 , ZnAl_2O_4 , FeCr_2O_4 und " ZnCr_2O_4 ". Während die Gahnite sich auf der Konode zwischen FeAl_2O_4 und ZnAl_2O_4 befinden, liegt der chromreiche Spinell etwa auf der Verbindungslinie zwischen ZnAl_2O_4 und FeCr_2O_4 . In den Spinellen mit chromreichem Kern findet also eine gekoppelte Substitution ($\text{Zn} + \text{Al} \rightleftharpoons \text{Fe} + \text{Cr}$) statt.

Neben Fe und Cr enthalten fast alle Gahnite auch etwas Ti (0.005 - 0.91 Gew.% TiO_2). Außerdem können Mn, Mg und Ni z.T. geringfügig eingebaut werden (vgl. Abb. 18a und b). Weitere Elemente wie Ca, Co, Cu und Sn sind nur spurenweise enthalten.

Die Spinelle in den Diasporiten von Ost-Samos (P 10, Tabelle 7) zeigen gleichen Zn-reichen Chemismus, während die von Feenstra (1985) untersuchten Spinelle der Smirgelgesteine von Naxos deutlich Hercynit-reicher sind.

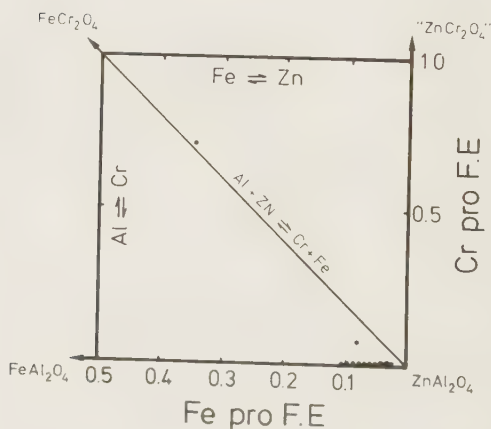


Abb. 19: Variationsdiagramm der Spinelle

6.7. Högbomit

Högbomit ist ein häufiges Begleitmineral der Smirgelgesteine. Er tritt meistens hypidiomorph bis idiomorph, z.T. aber auch xenomorph auf und zeigt eine sechseckige, tafelige Basis. Er ist im Dünnschliff gelblich braun bis dunkelbraun mit einem deutlichen Pleochroismus. Man beobachtet oft eine eigenartige Verwachsung von mehreren Högbomiten, die igel- bis sternartige Viellinge bilden (siehe Abb. 17a und b). In der Regel sind vier bis sechs Högbomit-Individuen so orientiert ausgewachsen, daß jeweils gegenüberliegende Kristalle gleichzeitig auslöschen (Abb. 17a). Die Korngröße einzelner Individuen variiert zwischen 0.07 - 0.3 mm. Wie in Abb. 17a zu sehen ist, sitzt in der Mitte der Högbomitviellinge manchmal ein Gahnit, der von Högbomit verdrängt und stellenweise total in Högbomit umgewandelt wird. Die einzelnen Högbomite sind so orientiert, daß sie mit ihrer c-Achse senkrecht auf den Oktaederflächen von Gahnit stehen. Es sind also im Idealfall acht Högbomitindividuen, von denen im Schliff aber je nach Schnittlage meistens vier bis sechs Stück zu sehen sind. In den meisten Fällen sitzt in der Mitte der Högbomitviellinge ein Diaspor-, Korund-, Chloritoid- oder sogar ein weiteres Högbomitkorn. Da alle diese zentralen Körner oktaedrische Konturen zeigen, ist anzunehmen, daß es sich dabei um ehemalige Gahnite handelt.

Neben diesen eigenartigen Aufwachsungen treten Högbomite aber auch als Einzelkristalle auf.

Manche Gahnite der Diasporite zeigen, wie schon in Kap. 6.6. erwähnt, einen dünnen Mantel aus Högbomit, der einen tafeligen Habitus hat, wobei die Basisflächen an den Oktaederflächen des Gahnits liegen. Auch Önay (1949) beobachtete oktaedrische Körner, die er allerdings für Periklas hielt, mit einer dem Högbomit sehr ähnlichen Ummantelung. Außer diesen dünnen Ummantelungen der Gahnite sind Högbomite in den Diasporiten kaum vorhanden.

EMS-Analysen einiger Högbomite sind in Tabelle 8 aufgeführt. Dabei wurde die Strukturformel nach der von Zakrewski (1977) vorgeschlagenen Högbomitformel $(R^{2+}_{1-2x} Ti_x R^{3+}_2 O_4)$ berechnet. Wie in der Tabelle zu sehen ist, sind die SW-anatolischen Högbomite ziemlich zinkreich (16 - 21 Gew.% ZnO) und müssen daher als Zink-Högbomit bezeichnet werden. Der FeO-Anteil variiert zwischen 12 - 19 Gew.%, wobei ein Teil des Eisens eventuell dreiwertig vorliegt. Die Högbomitummantelung der Gahnite in den Diasporiten und die aufgewachsenen Högbomite, welche noch mit Gahnit koexistieren, sind besonders zinkreich, dafür aber eisenärmer. Wie in beiden Dreiecksdiagrammen

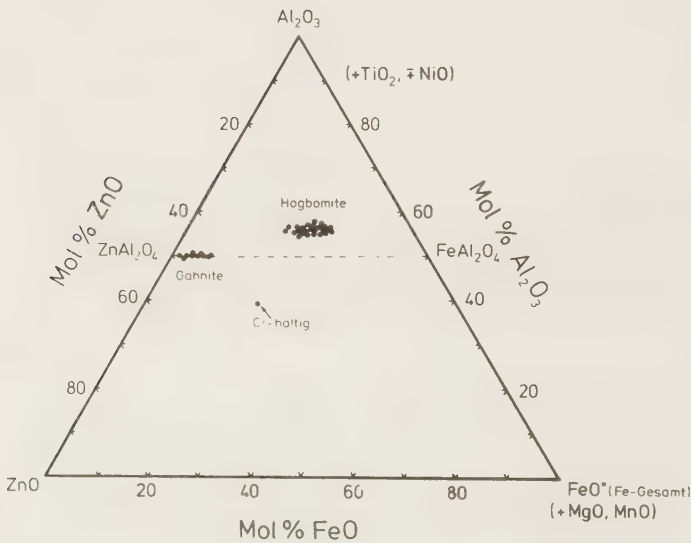
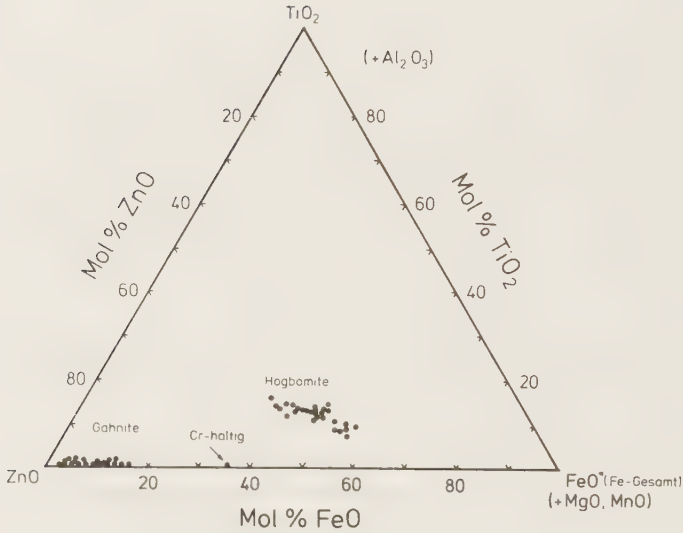


Abb. 20: Darstellung der Gahnit- und Högbomitanalysen (EMS) in den a) TiO_2 - ZnO - FeO - und b) Al_2O_3 - ZnO - FeO -Diagrammen

Probe	D 22		126		38		1b		97		SAMUS	
Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11*	12*
TiO ₂	6.51	5.96	5.89	5.51	4.92	3.23	3.53	3.81	n.b.†	4.44	n.b.	n.b.
Al ₂ O ₃	59.43	58.49	57.45	58.73	59.25	61.30	60.26	60.10	60.09	61.10	60.6	60.1
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.08	-	0.04	0.01	0.20	0.17	-	0.01	<0.1	<0.1
SnO ₂	1.06	1.04	1.65	0.04	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
ZnO	20.17	19.71	20.46	18.46	16.95	15.60	16.55	16.90	16.95	17.43	23.4	18.6
FeO*	12.13	13.03	13.58	16.08	16.36	17.41	19.14	18.98	18.29	14.56	14.4	14.4
MnO	0.03	0.03	0.04	0.07	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.09	0.1	0.1
MgO	0.42	0.44	0.84	0.72	0.75	0.72	0.80	0.84	0.91	0.70	0.4	0.5
NiO	0.82	0.86	1.06	0.86	0.53	0.63	n.b.	n.b.	0.82	0.69	0.6	1.0
Summe	100.58	99.57	100.86	100.47	98.89	98.93	100.51	100.11	99.94	99.01	100.6	100.3

Strukturformel berechnet auf 4 Sauerstoffe												
Al	1.986	1.978	1.942	1.963	1.987	2.043	2.001	2.000	2.004	2.038	2.01	1.99
Cr	-	-	0.002	-	0.001	-	0.005	0.004	-	-	-	-
Ti	0.140	0.130	0.127	0.117	0.105	0.069	0.075	0.081	0.127	0.097	0.13	0.12
Sn	0.012	0.012	0.019	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	0.426	0.427	0.433	0.387	0.366	0.326	0.344	0.353	0.362	0.373	0.44	0.39
Fe	0.290	0.316	0.326	0.381	0.389	0.412	0.451	0.432	0.368	0.351	0.23	0.34
Mn	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	-	-	0.002	<0.01	-
Mg	0.017	0.018	0.027	0.031	0.032	0.030	0.034	0.035	0.039	0.030	0.01	0.02
Ni	0.019	0.020	0.024	0.020	0.012	0.014	-	-	0.019	0.016	0.01	0.02
Summe	0.753	0.777	0.811	0.821	0.790	0.783	0.830	0.820	0.778	0.769	0.74	0.77

1 u. 2 : Högbonitmantel der Gabbrite im Diasporit

3 u. 4 : mit Gabbrit koexistierende Högbonite im Smirgel

+ : Högbonite aus Ost(11)- und West(12)-Samos (Ockenga, 1986)

* : Gesamt-Fe als FeO

Tabelle 8: EMS-Analysen der Högbonite

in Abb. 20a und b zu sehen ist, sind die Högbomite im Gegensatz zu den Gahniten titanhaltig (3.2 - 6.5 Gew.% TiO_2) und enthalten etwas mehr Aluminium. Der Hauptunterschied liegt aber im Fe-Zn-Verhältnis.

Neben den Hauptbestandteilen Al, Zn, Fe und Ti enthalten die Högbomite immer etwas Mg (0.4 - 0.9 Gew.% MgO) und Ni (0.6 - 1.1 Gew.% NiO). Außerdem können sie geringfügig Cr und Mn einbauen. Sn wurde nicht bei jeder Probe gemessen, aber es scheint, daß in der Regel etwas Sn vorhanden ist.

Die Högbomite von der Insel Samos (Ockenga, 1986[†]) zeigen praktisch gleichen Chemismus (siehe Tabelle 8), während diejenigen von Naxos etwas zinkärmer (10.4 - 12.0 Gew.% ZnO) sind (Feenstra, 1985).

Weitere Zink-Högbomite werden aus der UDSSR mit 11.1 Gew.% ZnO (Moleva und Myasnikow, 1952) und aus Ontario, Kanada, mit 10.4 Gew.% ZnO (Spry, 1982) berichtet. Die meisten Högbomite aus den anderen Vorkommen wie Liganga, Tansania (Zakrewski, 1977), Strangways Range, Zentral-Australien (Wilson, 1977), Reedy Creek, Süd-Australien (Manktelow, 1981), Ruotevare, Schweden (Coolen, 1981), Nord-Connemara, Irland (Angus und Middleton, 1985) und Ellammankovilpatti, Indien (Grew, Abraham und Medenbach, 1986), sind ziemlich zinkarm bis zinkfrei. Die Högbomite von SW-Anatolien und Samos gehören also zu den zinkreichsten der Welt.

6.8. Hellglimmer

In den SW-anatolischen Metabauxiten sowie in deren Nebengesteinen sind alle drei Hellglimmerarten (Muscovit, Paragonit und Margarit) zu beobachten, wobei die Diasporite hauptsächlich Muscovit führen, während in den Smirgelgesteinen Margarit dominiert. Paragonit tritt dagegen seltener auf und begleitet oft den Muscovit und Margarit. Alle drei Endglieder können in den Dachschiefen zusammen auftreten.

6.8.1. Muscovit

Muscovite treten hauptsächlich in den Diasporiten auf. Bei einigen Diasporiten machen sie bis zu 30 Vol.% des Gesteins aus, wobei die gut eingeregelt, äußerst feinkörnigen Muscovite mit Diaspor zusammen die Grundmasse bilden und ein schiefriges Gefüge dieser Gesteine verursachen. Die Muscovitblätter schließen feine Hämatit- und Rutilkörner ein und werden dadurch, wie der Diaspor selbst, trüb.

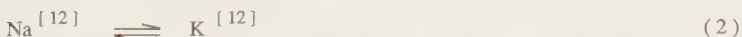
In den meisten Diasporiten treten Muscovite jedoch untergeordnet auf (0,5 - 5,0 Vol.% des Gesteins). Sie füllen oft die Zwischenräume der Diasporkörner, wo sie z.T. den Diaspor verdrängen. Größere Individuen, oft begleitet von Chloritoid und Titanohämatit, treten in den Restporen und Künften auf, wo sie z.T. mit Paragonit verwachsen sind. Die Kluftmuscovite sind meistens schwach grünlich durchsichtig.

In den Smirgelgesteinen ist der Muscovit seltener anzutreffen. Er begleitet z.T. den Margarit und füllt die Zwickelräume auf. In größeren Mengen (gesteinsbildend) kommt er im Dachschiefer und in den schiefrigen Partien des Marmors vor.

Die EMS-Analysen einiger repräsentativer Muscovite sind in Tabelle 9 zusammengestellt. Wie aus der chemischen Zusammensetzung ersichtlich wird, haben die Muscovite einen leichten Si-Überschuß. Der gesamte Al Gehalt pro F.E. liegt zwischen 5,539 - 5,979, also unterhalb des Idealwertes. Das Ersetzen eines Teils von $Al^{[4]}$ durch Si wird durch gleichzeitigen Ersatz derselben Menge von $Al^{[6]}$ durch Fe^{2+} und Mg ausgeglichen. Die Substitution (= bekannte Phengitsubstitution) lautet dann:



Während Ca spurenweise nur in einigen Muscoviten vorhanden ist, wird Na reichlich anstelle von K eingebaut (bis zu 0,4 Na pro F.E., bezogen auf $x = 2,0$). Die Teilsubstitution, die zum Na-Einbau führt, lautet also:



Wie in Tabelle 9 zu sehen, sind die Oktaederplätze mit Fe^{2+} und Mg überbesetzt. Mit der phengitischen Substitution (1) wird nur ein Teil der vorhandenen Fe, Mg eingebaut. Außerdem liegt die Summe der $Na+K+Ca$ (+Ba) insgesamt unter dem Idealwert. Das dadurch entstehende Ladungsdefizit scheint durch den Überschuß des oktaedrischen Fe^{2+} (+Mg) ausgeglichen zu werden:

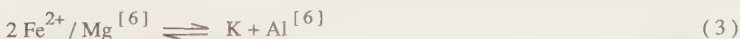


Abb. 21 zeigt, daß der Fe / Mg-Einbau sowohl mit Kalium als auch mit Al verbunden ist. Die Gesamtsubstitution würde dann wie folgt aussehen:

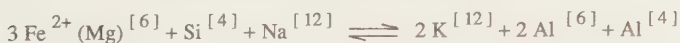


Tabelle 9: EMS-Analysen einiger Muscovite und Paragonite

MUSCOVITE						PARAGONITE				
Probe	D 19		D 22	D 38	88	60				42
Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	45.20	44.05	44.93	45.15	45.87	46.85	43.85	40.91	45.49	43.37
TiO ₂	0.55	0.11	0.05	0.08	0.10	0.19	0.04	0.00	0.08	0.06
Al ₂ O ₃	35.75	36.68	35.09	37.43	36.09	35.60	40.74	42.97	39.91	39.24
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.09	0.10	0.06	0.07	0.08	0.01	0.00	0.00
FeO	3.20	1.60	2.75	0.72	2.09	2.01	1.06	0.55	0.80	0.80
MgO	0.75	0.17	0.55	0.18	0.28	0.40	0.12	0.06	0.11	0.02
BaO	0.00	0.16	0.13	0.40	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0.00
CaO	0.00	0.10	0.00	0.00	0.01	0.04	2.89	4.14	1.26	1.02
Na ₂ O	0.56	0.74	0.23	1.15	0.61	1.58	4.38	4.92	6.29	6.92
K ₂ O	9.56	10.00	10.29	9.67	10.44	9.14	2.93	0.72	1.20	1.44
Summe	95.60	93.60	94.11	94.88	95.55	95.88	96.11	94.28	95.14	92.24
Strukturformel berechnet auf 22 Sauerstoffe										
Si	6.029	5.982	6.100	6.017	6.107	6.183	5.669	5.355	5.863	5.782
Ti	0.055	0.011	0.005	0.008	0.010	0.019	0.004	-	0.008	0.006
Al ^[4]	1.916	2.007	1.895	1.975	1.883	1.798	2.327	2.645	2.129	2.212
Summe	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^[6]	3.706	3.864	3.719	3.904	3.780	3.741	3.880	3.985	3.933	3.954
Cr	0.003	-	0.009	0.010	0.006	0.007	0.008	0.001	-	-
Fe	0.358	0.182	0.313	0.081	0.233	0.222	0.115	0.060	0.087	0.088
Mg	0.149	0.034	0.111	0.035	0.056	0.078	0.023	0.012	0.022	0.004
Summe	4.216	4.080	4.152	4.030	4.075	4.048	4.021	4.058	4.042	4.046
Ba	-	0.008	0.007	0.021	-	-	-	-	-	-
Ca	-	0.015	0.000	-	0.001	0.005	0.401	0.581	0.174	0.146
Na	0.146	0.195	0.060	0.298	0.157	0.404	1.094	1.250	1.571	1.626
K	1.626	1.733	1.782	1.645	1.773	1.541	0.483	0.121	0.198	0.246
Summe	1.772	1.941	1.849	1.964	1.931	1.950	1.983	1.951	1.943	2.018

Nr. 1,2,3,4 = Diasporit

Nr. 5 u. 10 = Smirgel

Nr. 6 - 9 = Dachschiefer

Der Anteil des Paragonits als Mischkomponente im Muscovit der Metabauxite schwankt zwischen 3 - 16 mol%, während die Muscovite der Dachschiefer noch mehr Paragonit enthalten, 18 - 22 mol% (s. Tab. 9).

Wie aus Tabelle 9 hervorgeht, führen die Muscovite fast immer spurenweise Titan und Chrom, wobei Ti das Si und Cr das Al^[6] vertritt. In den meisten Muscoviten ist außerdem etwas Ba vorhanden. Insgesamt bauen die Muscovite deutlich mehr Eisen ein als Magnesium ($Fe / Mg = 2.3 - 5.4$).

Tabelle 9a: Spurenelemente eines Kluftmuscovits

El.	ppm.	El.	ppm.	El.	ppm
Li	116	Co	6	Rb	335
Be	21	Ni	126	Sr	280
P	22	Cu	10	Zr	5
V	101	Zn	42	Nb	1
Cr	111	Ga	47	Ba	947

Neben den Hauptelementen wurden mit der RFA einige Spurenelemente im Muscovit analysiert, die in Tabelle 9a aufgeführt sind. Neben den schon bei den Hauptelementen erwähnten Ba und Cr zeigen die Elemente Sr (280 ppm), Rb (335 ppm), Ni (126 ppm), V (101 ppm) und Li (116 ppm) auffallend hohe Werte.

6.8.2. Paragonit

Paragonit tritt in den SW-anatolischen Metabauxiten nur untergeordnet auf. In den Dachschiefen jedoch, besonders in Zone II, ist er häufiger anzutreffen. In der Grundmasse der Dachschiefer kommt Paragonit zusammen mit Muscovit vor. Optisch sind die feinen Paragonite von Muscovit kaum zu unterscheiden. Die Ca-reicheren Paragonite zeigen zwar etwas höhere Lichtbrechung als Muscovit, aber eine sichere Unterscheidung beider Endglieder ist nur mit Hilfe der röntgenographischen Untersuchungen oder durch EMS-Analysen möglich.

In den mit Margarit gefüllten Klüften einiger Smirgelgesteine können bis zu 0.5 cm große Paragonitblätter mit Margarit zusammengewachsen auftreten.

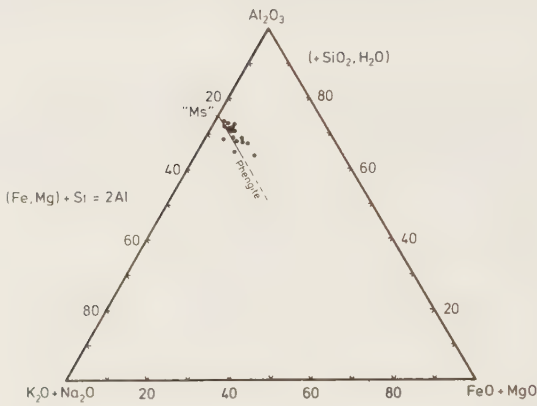


Abb. 21: Al_2O_3 -($\text{K}_2\text{O}, \text{Na}_2\text{O}$)-(FeO, MgO)-Diagramm der analysierten Muscovite

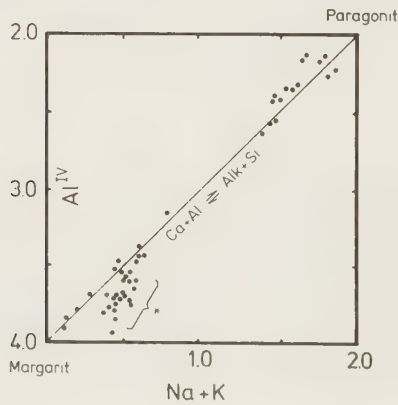


Abb. 22: $\text{Al}^{\text{IV}} / (\text{Na} + \text{K})$ -Variationsdiagramme der analysierten Margarite und Paragonite * : $\text{Na} + 1/2 \text{Fe}$ $\text{Ca} + 1/2$

Wie in Tabelle 9 zu sehen ist, zeigen die Paragonite, im Gegensatz zu den Muscoviten, in der Tetraeder-Position einen deutlichen Al-Überschuß, der direkt mit dem Ca-Einbau zusammenhängt. Die Substitution sieht, wie in Abb. 22 dargestellt ist, folgendermaßen aus:



Die Paragonite zeigen, als weiteren Unterschied zu den Muscoviten, einen geringeren Eisen- und Magnesiumeinbau (0.55 - 1.06 Gew.% FeO und 0.02 - 0.12 Gew.% MgO). Die Summe Ca+Na+K liegt meistens wie bei den Muscoviten gering unter dem Idealwert. Außerdem sind die Oktaederplätze leicht überbesetzt. Deshalb muß auch hier ein Teil des Eisens und Magnesiums unabhängig von Si durch die Substitution ($2 \text{ Fe}^{[6]} \rightleftharpoons \text{Al}^{[6]} + \text{Na}^{[12]}$) eingebaut sein. Einige Paragonite (siehe Tabelle 9, P 10) haben sowohl Überschuß in der x-Position als auch Überschuß in den Oktaederplätzen. Die Analysensummen liegen jedoch deutlich unter den übrigen Summen.

K wird laut Substitution ($\text{K} \rightleftharpoons \text{Na}$) in großen Mengen eingebaut. Der Muscovitanteil im Paragonit variiert zwischen 6 - 25 mol% und der Margaritanteil zwischen 8 - 30 mol% (siehe Abb. 23). Die meisten Paragonite enthalten außerdem spurenweise Cr und Ti.

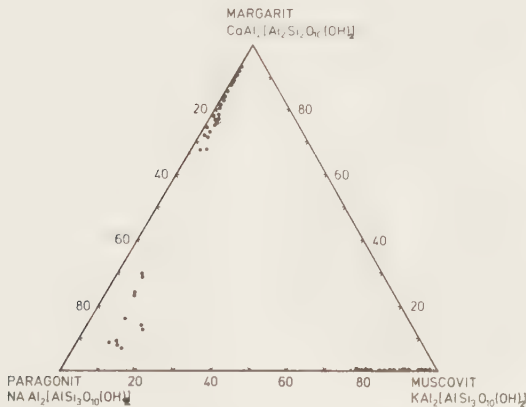


Abb. 23: Ca-Na-K-Diagramm der analysierten Margarite, Paragonite und Muscovite

6.8.3. Margarit

Margarit, ein wichtiger Nebengemengteil der Smirgelgesteine, kommt in den Diasporiten selten vor. Gesteinsbildend kann er aber in einigen Smirgeln (hellglimmerführende Partien) und neben Muscovit und Paragonit im Dachschiefer auftreten.

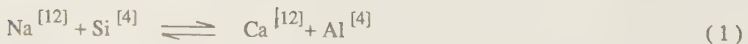
Im Smirgel kommen die Margarite besonders häufig in den eisenreicheren Partien vor. Sie sind blättrig bis schuppig ausgebildet und in der Regel farblos, z.T. mit einem schwachen Stich ins rosa. Größere Individuen zeigen vollkommene Spaltbarkeit nach (001) und sind oft verzwillingt. Margarite füllen hauptsächlich die Zwickelräume und Restporen auf, wo sie sehr oft den Korund verdrängen. Abb. 24a zeigt, wie ein zerrissenes Korundkorn von Margarit ausgeheilt wird. Margarit greift den Korund eindeutig von den Rändern her an.

Im Marmor kann Margarit in unterschiedlichen Mengen auftreten. Dünne Margaritleisten umschlingen oft die Calcitkörner. Stellenweise häufen sie sich so, daß dünne schiefrige Partien im Marmor entstehen.

In den Klüften sind bis zu zentimetergroße Margarite leistenförmig bis großblättrig ausgebildet. Sie werden z.T. von Fluorapatiten, häufiger von Titanohämatit, Chloritoid und Diaspor begleitet. In vielen Klüften sind die Margarite mit Paragonit verwachsen. Hier und in den margaritreicheren Smirgelgesteinen zeigen die Margarite oft höhere Doppelbrechung und niedrigere Lichtbrechung als üblich, so daß sie dem Paragonit (bzw. dem Muscovit) sehr ähneln. Diese Verschiebung der optischen Eigenschaften von Margarit kann auf die Mischkristallbildung zwischen Margarit und Paragonit zurückgeführt werden. Da auch die Paragonite, die mit Margarit koexistieren, margarithaltig sind, ist die Unterscheidung beider Endglieder auch hier nur mit EMS-Analysen möglich.

Die Analysen einiger repräsentativer Margarite sind in Tabelle 10 zusammengestellt. Wie aus den optischen Eigenschaften der Margarite zu vermuten war, zeigen die Analysen recht hohe Na-Werte. Kalium wird dagegen nur in geringen Mengen eingebaut. Der Paragonitanteil im Margarit variiert zwischen 7 - 30 mol%, der Muscovitanteil ist < 5 mol% (siehe Abb. 23).

Wie erwartet liegen die Si-Werte über dem Idealwert des reinen Margarits. Si wird gekoppelt mit Na in das Margaritgitter eingebaut, während dafür Al ^[4] und Ca herausgeht (Hauptsubstitution):



Da in der Regel weniger Si eingebaut wird als Na, bleiben meistens beträchtliche Mengen Na über (s. Tabelle 10 und Abb. 22). Anstelle von Fe und Mg wird kein oder nur wenig Al^[6] ausgetauscht, daher sind die Oktaederplätze mit (Fe, Mg) "überbesetzt".

In einigen Proben (P 3 und 4, Tabelle 10) sind die zwei Oktaederplätze mit Al^[6] voll besetzt. Hier könnte 1/2 (Fe,Mg) gekoppelt mit einem Na anstelle eines Ca eingebaut werden:

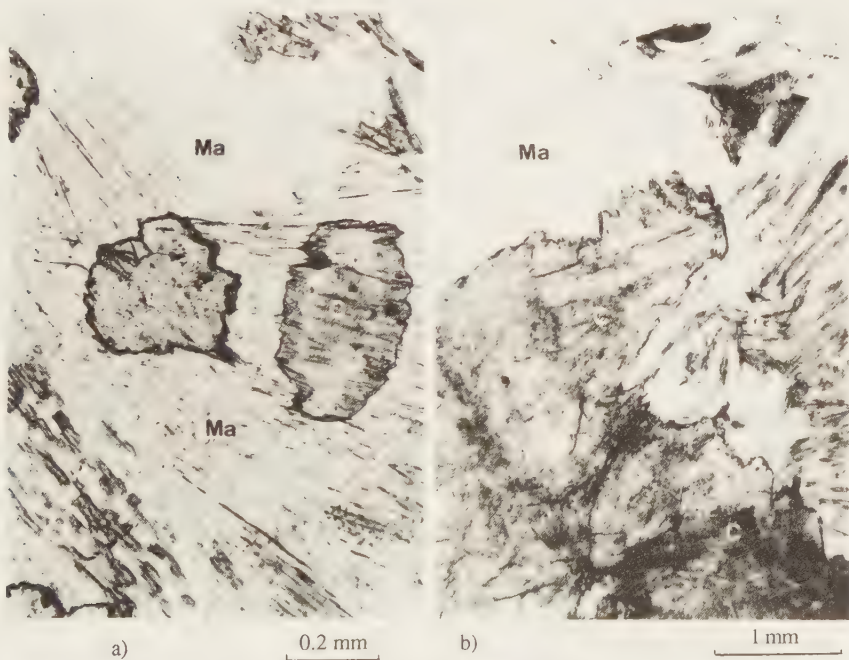
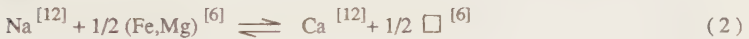
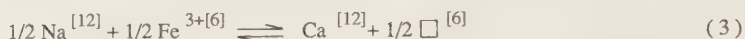


Abb. 24: Korund wird von Margarit verdrängt (margaritführender Smirgel aus Karatepe, // Pol.)

Diese Proben zeigen außerdem ein Defizit an x-Positionen. Man könnte hierbei an eine zweite Teilsubstitution denken, in der ein Teil des Eisens als dreiwertig angenommen wird. Die Substitution würde dann so aussehen:

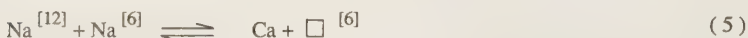


Da in den Kluftmargariten durch RFA Li (400 ppm Li) bestimmt wurde und die Gesamtgesteinsanalysen hohe Li-Werte zeigen (0.01 Gew.% Li_2O), kann man annehmen, daß in den obigen Substitutionen (2 und 3) anstelle von Na Li eingesetzt werden kann.

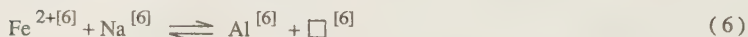
Manche Margarite (Nr. 5, Tabelle 10) zeigen sogar einen leichten $\text{Al}^{[6]}$ -Überschuß. Hier dürfte Al gekoppelt mit einem Teil Na und Fe^{2+} eingebaut werden, während wiederum nur Ca herausgeht:



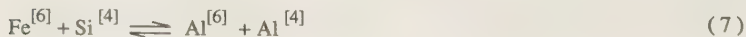
Viele Margarite zeigen neben einem (Fe,Mg)-Überschuß noch einen Überschuß in der x-Position (Nr. 2, 6 u. 7 auf Tab. 10), den man durch eine weitere Teilsubstitution klären könnte:



In diesem Fall wird doppelt so viel Na für den Rest Ca, der rausgeht, eingebaut, wobei die zweite Hälfte des Na vielleicht in der Oktaederschicht Platz nimmt. In den Proben 2, 6 u. 7 (Tab. 10) könnte außerdem ein Teil des Eisens gekoppelt mit Na anstelle von $\text{Al}^{[6]}$ eingebaut werden:



Eine andere Möglichkeit hierfür wäre, daß ein Teil des Eisens gekoppelt mit Silizium nach der phengitischen Substitution eingebaut wird:



Es wurde hier versucht, obwohl alle angeführten Substitution in geringen Mengen stattfinden (außer Substitution 1 und 2), verschiedene Möglichkeiten des Kationen Austausches in den hier untersuchten Margariten darzustellen. Es steht fest, daß nicht genügend Si zur Verfügung stand, um durch geläufige Substitutionen (1 und 7) den (Fe,Mg)- und Na-Gehalt stöchiometrisch auszugleichen. Ein Teil des Na und wahrscheinlich das gesamte Fe und Mg mußten, ohne für Al zu substituieren, eingebaut werden. Die Besetzung der Oktaederplätze erhöht sich somit gegenüber dem Idealwert. Der hohe Li-Wert in den Kluftmargariten zeigt wohl eine schwache Mischbarkeit der Margarite in Richtung auf Ephesit, $\text{Na}(\text{Al}_2\text{Li})[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_2$, an, wobei Li nach der Ephesit-Substitution ($\text{Na}^{[12]} + \text{Li}^{[6]} \rightleftharpoons \text{Ca}^{[12]} + \square^{[6]}$) in Oktaederschicht Platz nimmt.

Tabelle 10: EMS-Analysen der Margarite

Probe	26		46		42			
Nr.	1	2	3	4	5	6	7	9
SiO ₂	36,06	36,64	33,64	33,83	33,73	36,38	35,92	31,39
TiO ₂	0,08	0,04	0,00	0,03	0,01	0,01	0,05	0,00
Al ₂ O ₃	49,66	48,46	49,17	47,47	49,08	48,23	48,63	47,58
FeO	8,92	1,01	5,57	0,66	0,70	0,54	0,64	0,64
MgO	0,15	0,23	0,32	0,28	0,30	0,09	0,09	0,15
CaO	11,65	10,12	9,98	9,65	9,09	11,51	11,26	10,56
Na ₂ O	1,17	2,30	2,02	2,30	2,54	1,47	1,36	1,57
K ₂ O	0,05	0,04	0,09	0,07	0,04	0,06	0,15	0,33
Summe	93,69	93,94	95,19	94,49	94,95	92,51	92,56	92,58
Strukturformel berechnet auf 22 Sauerstoffe								
Si	4,058	4,196	4,258	4,392	4,443	4,218	4,226	4,212
Al ^[4]	3,942	3,804	3,642	3,608	3,557	3,782	3,774	3,688
Summe	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ti	0,008	0,004	-	0,003	0,001	0,001	0,005	0,000
Al ^[6]	3,980	3,966	4,002	4,007	4,061	3,982	3,962	3,952
Fe	0,106	0,114	0,063	0,072	0,078	0,062	0,072	0,074
Mg	0,030	0,048	0,063	0,055	0,059	0,018	0,019	0,020
Summe	4,124	4,132	4,128	4,137	4,158	4,063	4,057	4,052
Ca	1,690	1,476	1,410	1,347	1,277	1,615	1,648	1,532
Na	0,306	0,608	0,517	0,586	0,621	0,296	0,260	0,414
K	0,008	0,006	0,014	0,012	0,007	0,005	0,026	0,058
Summe	2,004	2,030	1,941	1,934	1,895	2,056	2,024	2,064
Fe/Mg	3,5	2,4	1,0	1,3	1,3	3,4	4,0	3,7

Die Margarite enthalten im Gegensatz zu den Muscoviten weniger Eisen, Magnesium und Titan (0.5 -1.0 Gew.% FeO, 0.1 - 0.3 Gew.% MgO und < 0.1 Gew.% TiO₂). Chrom und Barium sind in Spuren nachweisbar. Die weiteren Spurenelemente, die bei einem Kluftmargarit durch RFA gemessen wurden, sind auf Tabelle 10a zu sehen.

Im Unterschied zu Muscovit enthalten sie deutlich weniger Rb (11 ppm), dafür aber sehr viel Sr (2300 ppm). Es scheint also, daß Rb an K und Sr an Ca gebunden ist. Margarite enthalten außerdem mehr Li, Ga, Zr und Ni als die Muscovite, dagegen aber weniger V und Cu.

Tabelle 10a: Spurenelemente in einem Kluftmargarit aus Ismaildağı

El.	ppm.	El.	ppm.	El.	ppm
Li	418	Co	4	Rb	11
Be	-	Ni	266	Sr	2299
P	22	Cu	3	Zr	66
V	33	Zn	78	Nb	2
Cr	71	Ga	75	Ba	156

6.9. Chloritoid

Chloritoid, der als epizonales Äquivalent des Staurolith angesehen wird, ist das wichtigste Silikat der SW-anatolischen Metabauxite. Er kommt sowohl in den Diasporiten als auch in den Smirgeln in unterschiedlicher Menge vor. Besonders häufig ist er in eisenerzreicheren Partien anzutreffen. In den hier untersuchten Proben gibt es Bereiche, die bis zu 90 Vol.% aus Chloritoid bestehen gegenüber anderen, die fast chloritoidfrei sind. Man findet dazwischen alle Übergänge.

Die meisten hypidiomorph bis idiomorphen Chloritoide zeigen einen ausgeprägten Pleochroismus von graugrün bis bläulich-grün über blau nach grünlich, gelb-blaß-gelb bis farblos. Sie sind, wie die meisten anderen Hauptphasen auch, oft durch feines Eisenerz (Hämatit oder Magnetit) und Rutilstaub getrübt. Die einzelnen Chloritoidkristalle sind fein- bis mittelkörnig und zeigen unterschiedliche Ausbildung. Die sonst häufig beobachteten typischen Sanduhrstrukturen fehlen völlig.

Die Chloritoidkristalle sind häufig rosettenartig ausgebildet, wobei die einzelnen Rosetten 0.05 - 0.3 mm groß und meistens sehr einschlußreich sind. Die feinen Ein-

schlüsse aus Rutil, Hämatit oder Magnetit sind besonders in der Mitte der Rosetten angereichert, während die Ränder einschlußärmer sind. Wie in Abb. 16 zu sehen ist, sind die Rosetten oft so einschlußreich, daß sie fast opak erscheinen. In den Diasporiten treten sie als Porphyroblasten in der Grundmasse, aber auch in den Pisolithen auf. Sie sind in den eisenreicheren Partien häufiger anzutreffen als in den eisenärmeren, helleren Bereichen. In der Mitte der Rosette sitzt z.T. nur ein Diaspor- oder Hämatitkorn. In den Smirgelgesteinen sind die Chloritoidrosetten oft in Korund eingeschlossen.

In einigen "Großpisolithen" der eisenreicheren Partien zeigen die Chloritoide z.T. filzartige Ausbildung. Dabei sind feinfaserige Chloritoide pinselartig bis radialstrahlig zu gelblich bis bräunlichen Büscheln zusammengewachsen (siehe Abb. 25a, b). Stellenweise treten grobfaserig bis leistenförmig ausgebildete Chloritoide auf, die wiederum zu radialfächerförmigen Gebilden zusammentreten. Diese Ausbildung ist eigentlich für Karpholith typisch. Die optischen Eigenschaften sprechen aber dagegen (z.B. der Charakter der Auslöschung im Längsschnitt bleibt stets negativ, die Licht- und Doppelbrechung paßt eher auf Chloritoid). Obwohl hier also eindeutig Chloritoid vorliegt, kann die Möglichkeit, daß es sich um ehemalige Karpholithe handelt, nicht ausgeschlossen werden (näheres in Kap. 7).

Neben den rosetten- und filzartigen Chloritoiden treten außerdem kurz- bis langtafelige Individuen auf, die meistens die Zwickelräume zwischen den Korundkörnern füllen. Sie sind 0.1 - 3.0 mm groß und zeigen oft vollkommene Spaltbarkeit nach (001). Die relativ sauberen (einschlußarmen) Tafeln sind z.T. weitergewachsen und verdrängen den Korund. Eine jüngere Generation der tafeligen Chloritoide ist in den stark diasporisierten Smirgeln sowie in den Restporen und Spaltrissen verbreitet. Sie begleiten die ebenfalls mm-großen Diasportafeln.

In den Spaltrissen und Klüften treten die Chloritoide meistens mit Diaspor und Margarit zusammen auf. Die tiefgrün bis schwarzgrünen Klufitchloritoide können bis zu 10 cm groß werden (siehe Abb. 26). Solche Klüfte sind besonders in den chloritoidreicheren Partien des Smirgels zu beobachten.

In diasporisierten Smirgelproben werden Chloritoide aber auch manchmal verändert. Solche Chloritoide gehen dann von der einschlußreichen Mitte und von den Spaltrissen aus in gelblich bis bräunlichen "Septechloit" über (näheres s. Kap.6.10.).

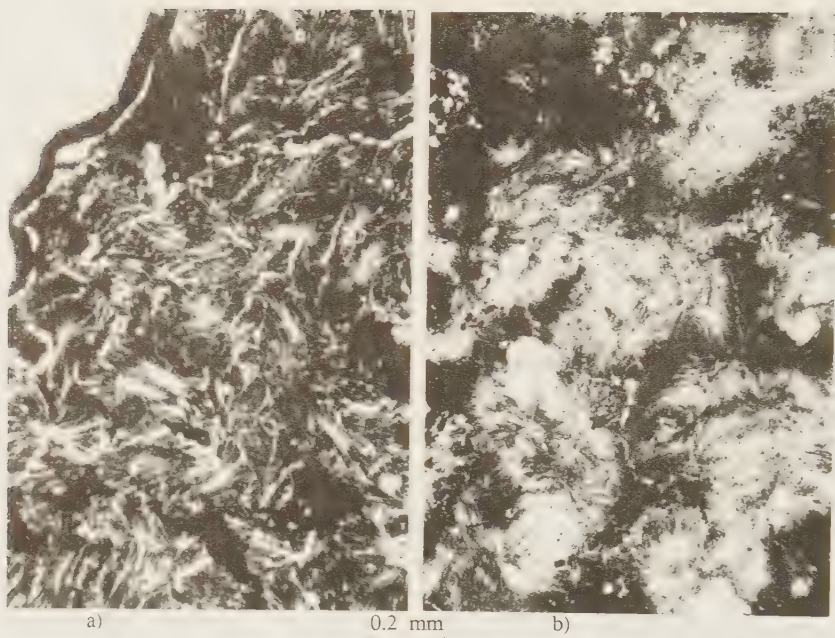


Abb. 25: Filzartige Chlortoide in den hämatitreichen Körpern a) in Diasporit (Probe aus Savran), b) in Smirgel (Probe aus Azganboğazi Deresi); beides // Pol.

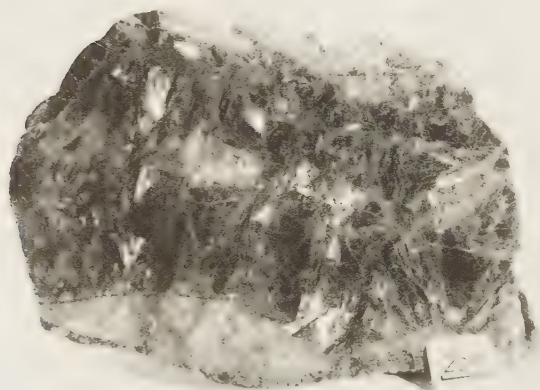


Abb. 26: Kluftchloritoid aus Karatepe

Probe	D 10			D 22			34			20			16			97			96*		
Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12									
SiO ₂	24.47	24.70	23.34	23.66	23.84	24.32	24.48	23.76	24.15	24.19	25.06	23.40									
TiO ₂	0.10	0.09	0.15	0.07	0.16	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.07	0.02									
Al ₂ O ₃	40.90	40.35	40.21	39.47	39.32	39.70	40.41	39.96	39.80	40.65	41.82	40.32									
Cr ₂ O ₃	0.05	0.11	0.15	0.04	0.03	0.04	0.09	0.01	n.b.	0.06	0.10	<0.04									
ZnO	0.06	0.33	0.15	0.00	0.00	0.06	0.12	n.b.	n.b.	0.06	n.b.	0.08									
FeO	24.65	22.68	25.65	26.58	26.44	25.91	24.95	25.81	25.38	26.06	25.25	27.41									
MgO	2.21	3.86	1.61	1.21	1.57	1.62	1.85	1.46	1.74	1.04	1.41	1.40									
MnO	0.58	0.58	0.26	0.21	0.15	0.15	0.50	0.19	0.37	0.08	0.12	0.36									
CaO	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.03	0.05	0.00	0.00	0.02	0.01									
Summe	93.02	92.10	91.59	91.25	91.92	91.85	92.47	91.75	91.45	93.14	94.97	97.44									
Strukturformel berechnet auf 12 Sauerstoff																					
Si	2.010	2.024	1.967	2.007	2.013	2.036	2.028	1.995	2.029	1.999	2.021	1.987									
Ti	0.006	0.005	0.010	0.004	0.010	0.002	0.000	0.001	-	-	0.004	0.001									
Al	3.969	2.896	3.994	3.945	3.913	3.918	3.947	3.944	3.941	3.995	3.975	3.956									
Cr	0.003	0.007	0.010	0.003	0.002	0.003	0.006	-	-	0.004	0.006	0.003									
Summe	3.978	3.908	4.014	3.952	3.925	3.923	3.952	3.955	3.941	3.962	3.985	3.960									
Zn	0.004	0.020	0.009	-	-	0.004	0.007	-	-	0.004	-	0.005									
Fe	1.697	1.554	1.808	1.885	1.867	1.814	1.729	1.812	1.783	1.800	1.703	1.823									
Mg	0.271	0.472	0.202	0.153	0.197	0.202	0.225	0.245	0.219	0.251	0.267	0.232									
Mn	0.041	0.040	0.018	0.015	0.011	0.011	0.039	0.013	0.026	0.006	0.008	0.025									
Ca	-	-	0.003	-	-	-	0.002	0.004	-	-	0.002	-									
Summe	2.013	2.086	2.040	2.054	2.075	2.031	2.002	2.074	2.028	2.061	1.980	2.085									
Fe	5.37																				
Mg-Mn-Zn-Ca	7.79	11.22	8.98	8.36	6.33	6.91	7.28	6.90	6.15												

3, 4, 5 : filzartige Chloritoid

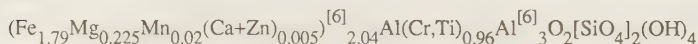
* : Klüftchloritoid, analysiert durch RF und naßchemisch

Tabelle 11: EMS-Analysen der Chloritoid

In einigen Proben kann man neben "Chloritisierung" noch oxidative Veränderungen der Chloritoide beobachten. Dabei ändert sich die Eigenfarbe der Chloritoide in gelb bis braun, ausgehend von Korngrenzen und Spaltflächen. Am Anfang der Verwitterungsprozesse geht der Hämatit- bzw. Magnetitstaub in Limonit über, der sich in Spalten absetzt. So zeigen viele Chloritoide auf Spaltflächen und Korngrenzen einen Limonitfilm. Die Verwitterungsprozesse gehen bei einigen Proben so weiter, daß nur noch ein Gemenge aus Kaolinit, Hydrargillit und Limonit übrigbleibt (Min. Reaktionen s. Kap. 7.).

Einige Chloritoidanalysen sind auf Tabelle 11 zusammengestellt, wobei die ersten vier Proben aus Diasporit und die restlichen aus Smirgel stammen. Bei den Analysen 4, 5 und 6 handelt es sich um filzartige Chloritoide und bei Nr. 12 um Klufschchloritoid.

Alle Chloritoide, unabhängig davon wie sie ausgebildet sind und wo sie vorkommen, zeigen insgesamt gleichen Chemismus. Nur die filzartigen Chloritoide scheinen etwas weniger Al zu enthalten. Wie aus den Analysen zu ersehen ist, bestehen die Chloritoide hauptsächlich aus drei Komponenten, nämlich aus SiO_2 , Al_2O_3 und FeO . Daneben enthalten sie etwas MgO (1.2 - 3.9 Gew.%) und MnO (0.1 - 0.6 Gew.%). Es liegt also ein Fe-Chloritoid mit etwas Mg- und Mn-Chloritoidanteil vor. Die Mischbarkeit zum Mg-Chloritoid ist deutlicher als zum Mn-Endglied "Ottrelith" (siehe Abb. 27). Der Mg-Chloritoidanteil variiert zwischen 5 - 33 mol%, der Ottrelithanteil ist < 4 mol%. Die mittlere Strukturformel der analysierten Chloritoide sieht folgendermaßen aus:



Als zweiwertiges Kation werden außer Fe, Mg und Mn geringfügig Zn und Ca eingebaut. Die Summe der zweiwertigen Kationen liegt fast immer etwas über dem Idealwert 2.0. Als dreiwertiges Kation kann neben Al etwas Cr eingebaut werden (0.1 Cr pro F.E.). Die Summe der dreiwertigen Kationen liegt im Gegensatz zu den zweiwertigen unter dem Idealwert. Es ist daher anzunehmen, daß ein kleiner Teil des Eisens wahrscheinlich dreiwertig vorliegt.

In einem $\text{R}^{3+}/\text{R}^{2+}$ -Variationsdiagramm (Abb. 28) sind die jeweiligen Kationensummen eingetragen. Die Diagonale entspricht der idealen Gesamtsumme (= 6). Obwohl man bei einigen Chloritoiden das fehlende Al durch überschüssiges Fe, wahrscheinlich in dreiwertiger Form, ergänzen kann, bleibt bei den meisten die Summe aller

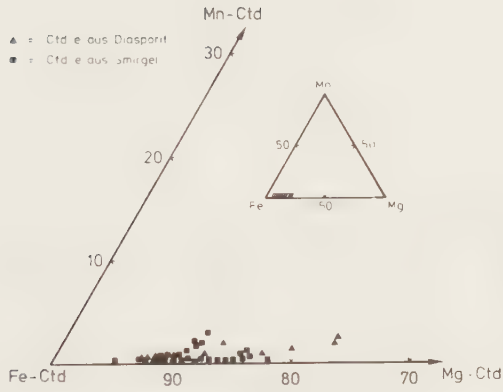


Abb. 27: Darstellung der analysierten Chloritoide im Mn-Fe-Mg-Diagramm

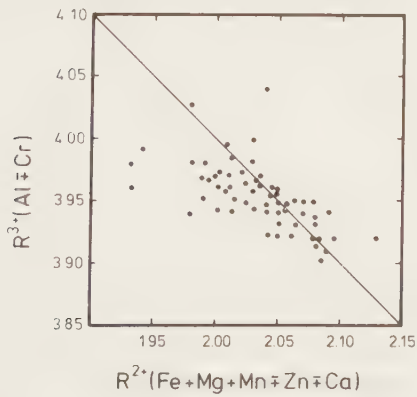


Abb. 28: Al/(Fe,Mg,Mn)-Variationsdiagramm der Chloritoide

Kationen in 6-er Koordination, wie im Variationsdiagramm deutlich zu erkennen ist, kleiner als 6. Das dadurch entstehende Ladungsdefizit scheint durch weiteren Kationeneinbau wie Ti und Ni (bis zu 0.01 Ti und Ni pro F.E.) ausgeglichen zu sein. Bei einigen Chloritoiden dagegen ist die Summe etwas über dem Idealwert (z.B. Nr. 3 in Tabelle 11). Da bei diesen Chloritoiden $Si < 2$ ist, wird Al wahrscheinlich in geringen Mengen anstelle von Si im Tetraeder eingebaut. Die hohen Si-Werte (Punkte 5, 6, 9 und 11 in Tabelle 11) gehen wohl auf mögliche Analysefehler zurück.

Neben den Hauptelementen wurden an zwei Klufitchloritoiden durch RFA Spurenelemente bestimmt; die Werte sind in Tabelle 11a ausgeführt. Hier müssen neben dem schon erwähnten Ni Zn (ca. 700 ppm) als weiteres zweiwertiges Kation unterstrichen werden. Bei den hohen Alkali-Werten handelt es sich vermutlich um Verunreinigung. Erwähnenswert hohe Werte zeigen außerdem V (ca. 80 ppm) und Ga (ca. 50 ppm).

Tabelle 11a: Spurenelemente in Chloritoiden

El. in ppm.	Ctd-1	Ctd-2	El. in ppm	Ctd-1	Ctd-2
Li	4	1	Zn	768	656
Na	222	408	Ga	47	53
K	83	42	Rb	13	14
P	43	22	Sr	2	2
Cr	92	138	Y	5	12
Co	57	149	Zr	6	5
Ni	698	1064	Nb	2	4
V	152	99	Ba	20	50
Cu	17	18			

6.10. Septechlorit

In den SW-anatolischen Metabauxiten scheint der Chlorit in der Hauptparagenese völlig zu fehlen. In einigen Smirgel-Dünnschliffen ist aber ein gelbbraunes Phyllosilikat zu beobachten, das auf den Spaltrissen des Chloritoids sitzt und dessen optische Eigenschaften mit denjenigen des Biotits vergleichbar sind. Das Mineral bildet sich, wie aus Abb. 29 ersichtlich ist, retrograd aus dem Chloritoid. Der Chloritoid geht von den Rissen her in dieses bräunliche Material über.

Die chemischen Analysen durch EMS zeigten, daß es sich bei diesem retrograden Mineral um Berthierin (Septechlorit = $7\text{\AA}$ -Phase) handelt. Dies wurde auch durch die röntgenographische Untersuchung an einzelnen Körnern des Minerals mit der Gandolfi-Kamera bestätigt. Die d-Werte des untersuchten Septechlorits sind in Tabelle 12 den d-Werten eines ähnlich zusammengesetzten Septechlorits (Berthierin) aus der Literatur gegenübergestellt. Mit einer Abweichung von $\pm 0.20\text{ \AA}$ passen die gemessenen d-Werte zu denjenigen der Berthierine.

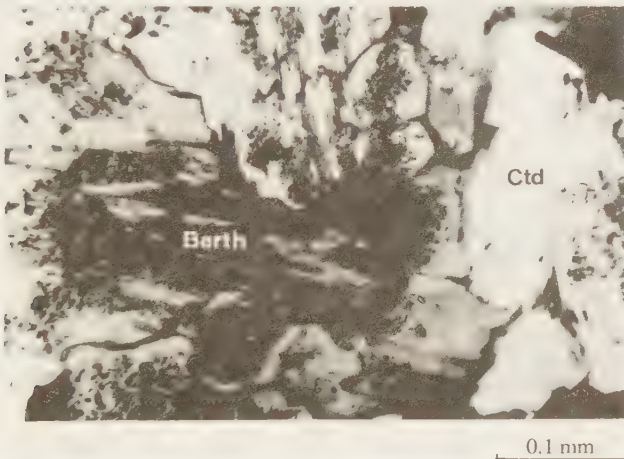


Abb. 29: Einschlußreiches (Hämatit) Chloritoidkorn geht von den Spalttrissen her in Berthierin (Dunkel) über. (Smirgel aus Karahöyüktepe, // Pol.)

Die chemischen Analysen in Tabelle 13 zeigen, daß die Septechlorite hauptsächlich, wie die Chloritoide selbst, aus drei Komponenten bestehen; nämlich aus SiO_2 , Al_2O_3 und FeO , wobei ein Teil des Eisens wahrscheinlich dreiwertig vorliegt. Neben den drei Hauptkomponenten enthalten die untersuchten Septechlorite noch etwas MgO (0.9 - 1.6 Gew.%) und geringfügig bis spurenweise Cr_2O_3 , MnO , TiO_2 , CaO und Alkalien ($\text{Na} > \text{K}$). Si wird weitgehend durch $\text{Al}^{[4]}$ vertreten. Das Verhältnis $\text{Si} : \text{Al}$ liegt bei durchschnittlich 2.2 : 1.8. Die Oktaederplätze sind zu mehr als 60% mit Eisen besetzt, während der Mg-Anteil deutlich geringer ist ($\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg} > 0.9$). Damit liegen die hier untersuchten Septechlorite in dem Variationsdiagramm für Septechlorite, auch Alumoserpentine genannt, nach Trochim & Tröger (1967) genau im Berthierinfeld (siehe Abb. 30). Es liegen also eindeutig Berthierine vor.

Es sieht so aus, als ob diese sehr Fe-reichen 7 Å-Phasen auch in Bezug auf Al/Si charakteristisch sind und vielleicht nie als 14 Å-Chlorite auftreten (Schreyer, mündl. Mittlg.). Also sind sie entweder stabil für diesen Chemismus, oder sie würden später entmischen und in 14 Å-Chlorite anderer Zusammensetzung übergehen (z.B. in Chamosit).

Tabelle 12: d-Werte der Berthierine, bestimmt mit Gandolfikamera an einzelnen Körnern (Kobalt-Strahlung und Eisenfilter)

Berthierin-I (diese Arbeit)			Berthierin-II (Brindley, 1951)		
d (Å)	(hkl)	I / I ₀	d (Å)	(hkl)	I / I ₀
6.86	(001)	100	7.05	(001)	100
			4.67	(020)	20
			4.52	(110)	20
3.43	(002)	90	3.52	(002)	100
2.69	(011)	40	2.68	(011)	40
	(200)			(200)	
2.50	(201)	30	2.52	(201)	90
			2.40	(102)	40
2.29	(003)	10			
2.13	(202)	20	2.14	(202)	60
			1.769	(203)	40
			1.555	(060)	70
			1.521	(061)	30
1.36	(005)	10	1.407	(005)	10

Berthierin - I : $(\text{Fe}_{1.88} \text{Mg}_{0.12} \text{Al}_{0.95}) (\text{Si}_{1.13} \text{Al}_{0.87} \text{O}_5) (\text{OH})_4$
Smirgelprobe aus Karahöyüktepe (Probe 97)

Berthierin - II : $(\text{Fe}_{1.8} \text{Mg}_{0.2} \text{Al}_{0.8}) (\text{Si}_{1.3} \text{Al}_{0.7} \text{O}_5) (\text{OH})_4$
Probe aus Ayrshire, Scotland (Brindley, 1951)

Tabelle 13: EMS-Analysen der Berthierine (Septechlorit)

Probe 16					97			
Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	19.26	19.53	19.90	20.01	20.95	20.20	20.79	20.54
TiO ₂	0.02	0.08	0.01	0.02	0.10	0.03	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	27.59	27.64	27.20	27.24	28.08	29.14	28.15	27.05
Cr ₂ O ₃	0.03	0.05	0.05	0.02	0.06	0.08	0.08	0.04
FeO*	39.63	39.23	39.66	39.82	38.84	38.79	40.25	38.70
MnO	0.00	0.01	0.09	0.00	0.01	0.07	0.05	0.01
MgO	1.28	1.43	1.54	1.39	1.50	0.98	1.14	1.55
CaO	0.06	0.10	0.08	0.10	0.12	0.10	0.04	0.09
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03
Na ₂ O	0.02	0.01	0.04	0.00	0.04	0.04	0.03	0.00
Summe	87.89	88.09	89.57	88.61	89.70	89.44	90.56	87.64
Strukturformel berechnet auf 28 Sauerstoffe								
Si	4.398	4.435	4.504	4.524	4.632	4.483	4.585	4.607
Al [4]	3.602	3.565	3.495	3.476	3.368	3.517	3.415	3.393
Summe	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Ti	0.004	0.014	0.002	0.004	0.016	0.005	0.004	0.006
Al	3.824	3.832	3.760	3.782	3.946	4.104	3.902	3.914
Cr	0.003	0.009	0.009	0.003	0.011	0.015	0.014	0.008
Fe	7.569	7.450	7.507	7.529	7.224	7.198	7.422	7.258
Mn	-	0.001	0.018	-	0.002	0.013	0.009	0.002
Mg	0.437	0.485	0.520	0.469	0.495	0.325	0.376	0.518
Ca	0.015	0.024	0.019	0.023	0.028	0.025	0.010	0.021
K	-	0.002	-	0.003	-	0.002	0.002	0.009
Na	0.008	0.004	0.018	-	0.018	0.015	0.012	-
Summe	11.860	11.821	11.853	11.813	11.740	11.703	11.751	11.736

* = Gesamteisen als FeO

6.11. Epidot / Orthit

Die Epidote treten erst in der Smirgelzone (Zone II) auf, wo sie hauptsächlich im Nebengestein der Smirgel, im Dachschiefer, vorkommen. Lokal können sie auch in den Grenzpartien einiger Linsen selbst im Smirgel akzessorisch beobachtet werden.

Im Dachschiefer kommen sie in einer geschieferten feinen Hellglimmer-Grundmasse als idiomorph bis hypidiomorphe (z.T. auch xenomorphe) Porphyroblasten, meistens begleitet von Disthen, vor. Die 0.4 bis 1.5 mm großen Epidotkörner sind in

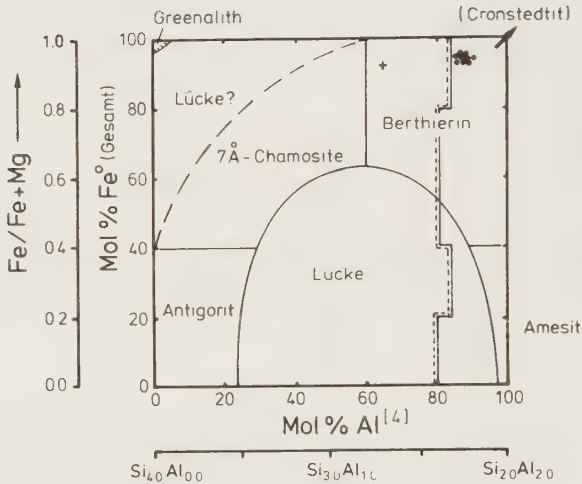


Abb. 30: Chemisches Variationsdiagramm der Septechlorite nach Trochim und Tröger (1967). (Halbgestrichelte Doppellinie umreißt das chemische Variationsfeld der 14 Å-Chlorite) • = diese Arbeit + = Brindley

der Grundmasse meistens richtungslos verteilt (siehe Abb. 31). Stellenweise sind sie leicht rotiert, so daß man manchmal eine schwache Einregelung beobachtet. Die reichlich vorhandenen feinen Einschlüsse aus Rutil, Magnetit, Turmalin und, nur im Kernbereich, Zirkon zeigen dagegen meistens eine parallele Anordnung. Die Einschlüsse dominieren besonders im Kernbereich.

Im Schliff sind die Epidote blaß grünlich-gelb bis farblos. Sie sind meistens zonar gebaut und besitzen einen Orthitkern, der im Gegensatz zum Epidotrand kräftig gelblich-grünlich bis bräunlich getönt ist.

Neben dem Hauptvorkommen der Epidote/Orthite im Dachschiefer können stellenweise feine Orthitkörner, in Chloritoid und z.T. in Kaolinit eingeschlossen, in den Smirgelproben auftreten.

Chemische Analysen einiger Epidote und Orthite sind in Tabelle 14 aufgeführt. Dabei handelt es sich bei den ersten vier Analysen um Epidote aus einem Dachschiefer aus Ismaildağı, bei den Nr. 5 und 6 um Orthitkerne aus demselben Gestein und bei den letzten drei Analysen um Orthite, die im sekundären Kaolinit eingeschlossen sind (Smirgelprobe aus Karahöyüktepe).

Der Unterschied zwischen Epidot und Orthit liegt darin, daß die Orthite, wie in Abb. 32 zu sehen ist, weniger Ca enthalten, dafür aber Seltene Erden einbauen. Hauptsächlich sind drei S.E. vertreten, nämlich Ce, La und Nd, wobei $Ce > La > Nd$ ist. Weitere S.E. wie Sm, Pr und Gd sind nur spurenweise (< 0.01 Gew.%) enthalten und daher in Tabelle 14 nicht berücksichtigt. Als weiterer Unterschied tritt in den Orthiten etwas Mg auf und der Fe-Gehalt nimmt leicht zu, während Al geringfügig abnimmt. Ein Mikrosondenprofil durch einen Epidot mit Orthitkern zeigt den elementaren Unterschied ganz deutlich (siehe Abb. 33). Die Summe der eingebauten S.E. ist



1.0 mm

Abb. 31: Idiomorphe Epidote und Disthene in Epidot-Disthen-Muscovit-Paragonit-Schiefer (Dachschiefer aus Ismaildağı, // Pol.)

deutlich geringer als das abgegebene Ca. Ein Teil der S.E. wird sicherlich gekoppelt mit zweiwertigem Fe und Mg $((\text{Ce, La, Nd})^{3+} + (\text{Fe, Mg})^{2+} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + (\text{Al, Fe}^{3+}))$ eingebaut; dies wird als die gängige Substitution für Orthite angenommen. Wie aus Abb. 33 hervorgeht, steht jedoch die Hauptmenge der S.E. zum Ca im Verhältnis 2:3, deshalb ist eine Substitution $(2 \text{ S.E.} \rightleftharpoons 3 \text{ Ca})$ als möglich zu betrachten.

Neben den obengenannten Haupt- und NebenkompONENTEN können die Epidote und Orthite spurenweise bis geringfügig Ti und Mn enthalten. Bei dem hohen Ti-Wert bei P 6 (Tabelle 14) handelt es sich eventuell um Verunreinigung.

Tabelle 14: EMS-Analysen der Epidote / Orthite

EPIDOTE						ORTHITE			
Probe	60					16			
Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	38,54	38,04	38,53	38,52	35,28	34,89	35,44	34,54	32,92
TiO ₂	0,00	0,07	0,00	0,06	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	24,81	24,93	24,83	24,84	21,87	22,17	21,41	19,57	20,08
Fe ₂ O ₃	11,41	11,61	11,83	11,94	12,54	11,91	12,69	13,34	13,90
Ce ₂ O ₃	0,00	0,10	0,17	0,00	5,88	5,60	7,36	8,86	9,69
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,06	4,92	4,37	4,06	4,39	5,71
Na ₂ O	0,00	0,12	0,04	0,07	1,33	1,42	3,09	4,03	4,27
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,11	n.b.	n.b.	n.b.
CaO	23,33	22,98	23,55	23,53	16,72	16,74	14,67	12,62	11,44
Summe	98,09	98,06	98,96	99,02	98,67	98,07	98,72	97,35	98,01
Strukturformeln berechnet auf 10 Sauerstoffe									
Si	6,008	5,937	6,084	6,086	5,894	5,841	6,067	5,994	5,917
Ti	-	0,008	-	0,006	-	0,112	-	-	-
Al	4,604	4,632	4,582	4,580	4,348	4,410	4,300	4,068	4,191
Fe	1,252	1,378	1,394	1,406	1,592	1,512	1,627	1,770	1,906
e	-	0,006	0,010	-	0,364	0,346	0,459	0,573	-
La	-	-	-	0,004	0,306	0,272	0,225	0,286	0,383
Nd	-	0,006	0,002	0,004	0,080	0,086	0,188	0,254	0,329
Mg	-	-	-	-	0,034	0,028	-	-	-
Ca	3,934	3,882	3,950	3,936	3,024	3,028	2,678	3,286	2,884
Summe	9,890	9,913	9,938	9,936	9,748	9,794	9,507	9,337	9,639

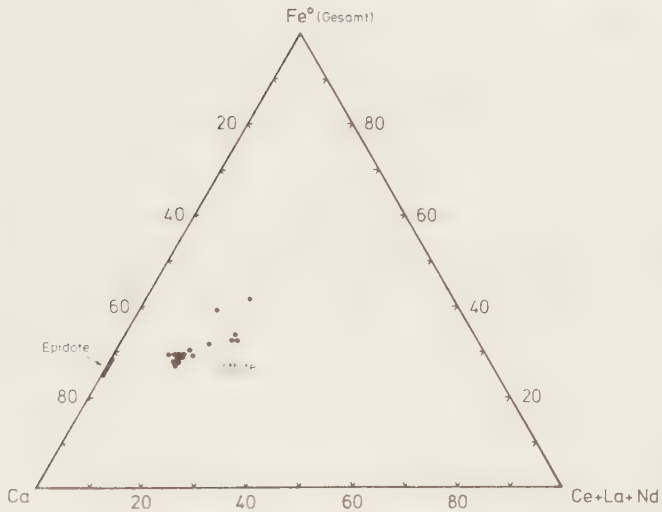


Abb. 32: Chemisches Variationsdiagramm der Epidote / Orthite

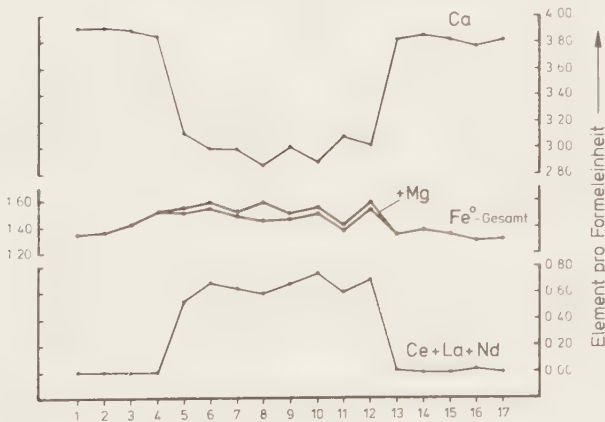


Abb. 33: Linienprofil durch einen Epidot mit Orthitkern (Probe 60)

6.12. Karbonate

Karbonat-Mineralen treten in erster Linie im Nebengestein, im Marmor, auf. Dieser besteht in den meisten Fällen aus Calcit, seltener aus Dolomit.

In den Diasporiten und Smirgeln sind die Karbonate hauptsächlich in den Randbereichen der Linsen zu beobachten, wo Marmor und das Al-Gestein z.T. ineinander übergehen. Karbonate füllen entweder die Zwickelräume oder treten in den Klüften, Spaltissen und Restporen auf. Siderit, Ankerit und Dolomit sind dagegen seltener zu beobachten, wobei einige Klüfte in den oberen Linsenbereichen nur mit Siderit gefüllt sind.

6.13. Akzessorische Gemengteile

6.13.1. Apatit, Monazit, Florencit

Apatit, der unter den Phosphatmineralen am häufigsten auftritt, ist in den meisten Diasporiten und Smirgeln sowie in deren Nebengesteinen akzessorisch vorhanden. Besonders häufig ist er in den schiefrigen Partien des Marmors und im Dachschiefer. Äußerst feinkörnige Apatite sind hier in Calcit, Hellglimmer und Epidot eingeschlossen. Sie können außerdem als freie Phase in der Grundmasse auftreten. Auch im Diasporit und Smirgel sind die Apatite auf die hellglimmerreichen Partien beschränkt.

Die Apatite sind in der Regel feinkörnig (< 0.1 mm) und kurzprismatisch bis säulig ausgebildet. Etwas gröbere Individuen, bis zu 0.6 mm groß, können in den grobkörnigeren Schieferpartien auftreten. In einigen Margaritklüften können sie sogar bis zu zentimetergroß werden. Abb. 34 zeigt xenomorphe Apatitkörner aus einer Margaritklüft, wo sie von Margarit, Pargonit und Calcit begleitet werden.

Die im Dünnschliff farblos erscheinenden Apatite sind z.T. durch feine Rutileinschlüsse leicht getrübt, wobei die Einschlüsse und damit auch die Trübung nach innen leicht zunehmen, so daß eine scheinbare "Zonierung" in Erscheinung tritt.

Die Apatite werden oft von Margarit verdrängt. An den Korngrenzen bilden sich häufig neue, kleinere Apatite mit geradlinigen Grenzflächen (Rekristallisation).

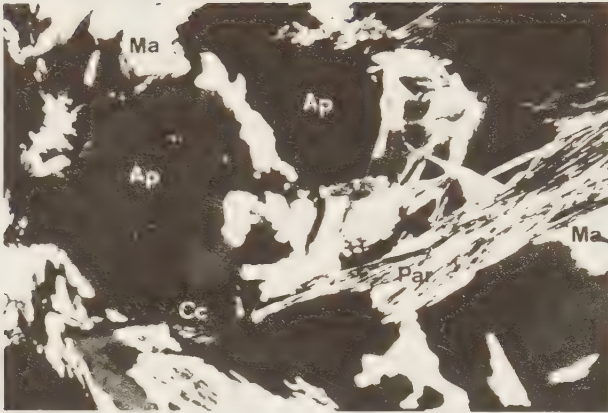
Pulverdiagramme einiger Kluftapatite und die EMS-Analysen zeigten, daß es sich dabei um "Fluor-Apatit" handelt. Die chemischen Analysen einiger Apatite (aus einer Smirgelprobe aus Ismaildağı) sind in Tabelle 15 aufgeführt. Wie aus diesen EMS-Analysen zu ersehen ist, sind die Apatite ziemlich Fluor-reich (1.20 - 1.38 F pro F.E.). Andere Elemente wie Fe, Si, Al und S.E. konnten nur spurenweise nachgewiesen werden.

Monazite, $(Ca, La, \dots) PO_4$, sind im Gegensatz zu Apatiten ziemlich selten. Die äußerst feinkörnigen (< 0.02 mm) Monazite sind oft in Orthit, Chloritoid und Spinell eingeschlossen. Etwas gröbere (bis zu 0.1 mm), im Dünnschliff farblos bis blaßgelb erscheinende Individuen können in apatitreicheren Partien auch als freie Phasen auftreten.

Einige Monazitanalysen sind in Tabelle 16 aufgeführt. Unter den Seltenen Erden ist Ce am stärksten vertreten (0.39 - 0.48 Ce pro F.E.), gefolgt von La (0.21 - 0.27) und Nd (0.16 - 0.20). Pr und Sm sind dann weniger enthalten. In den Monaziten, die als Einschlüsse in den Spinellen auftreten (Nr. 5, Tab. 16), ist außerdem Gd (0.07 pro F.E.) enthalten. Die radiokativen Elemente werden hauptsächlich durch Th vertreten. Zr ist nur spurenweise vorhanden, während das Uran ganz fehlt. Außerdem konnten Spuren von Si, Al, Fe und Ca nachgewiesen werden.

Tabelle 15: EMS-Analysen einiger F-Apatite ($Ca_5 (F) (PO_4)_3$)

	1	2	3	4
CaO	54.88	54.89	54.74	56.16
P ₂ O ₅	40.53	40.44	40.28	40.35
F	4.56	4.46	4.40	5.15
	99.97	99.79	99.42	101.66
O $\equiv$ F	- 1.92	- 1.88	- 1.85	- 2.17
Summe	98.05	97.91	97.57	99.49
	Strukturformel berechnet auf 13 (O, OH, F)			
Ca	5.036	5.048	5.054	5.089
P	2.939	2.939	2.939	2.889
F	1.235	1.211	1.199	1.377



1.0 mm

Abb. 34: F-Apatite in Margaritkluft, begleitet von Margarit, Paragonit und Calcit (Probe aus Kadıalanı, NE-lich von Ismaildağı, x Nicols)

Florencite, $\text{CeAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$, sind als feine Körner im Spinell eingeschlossen, wo sie mit Gd-haltigen Monaziten zusammen auftreten. Sie sind so feinkörnig (< 0.01 mm), daß man sie meistens nur durch EMS-Analysen wahrnehmen kann.

Die chemischen Analysen der Florencite sind auch in Tabelle 16 zu sehen, wobei der Wassergehalt theoretisch ($H = 6$) eingesetzt ist. Der La-Gehalt liegt im Gegensatz zum Monazit höher als der von Ce. Daneben ist etwas Gd (0.04 pro F.E.) enthalten, während die anderen S.E. wie Nd, Pr und Sm nur spurenweise vorhanden sind. Die Florencite sind außerdem etwas Zn-haltig (0.1 Zn pro F.E.), wobei das Zn wohl die Seltenen Erden teilweise vertritt.

Tabelle 16: EMS-Analysen einiger Monazite und Florencite

MONAZIT (CePO_4)						
Probe	40				126	
Nr.	1	2	3	4	5	6
P_2O_5	30.49	30.90	30.84	30.42	31.04	30.74
ThO_2	1.70	1.13	0.68	3.30	n.b.	n.b.
Ce_2O_3	29.65	29.74	29.47	27.45	34.28	31.86
La_2O_3	19.10	17.29	18.63	16.94	14.93	17.75
Nd_2O_3	13.65	14.53	13.76	13.84	11.24	15.90
Pr_2O_3	3.23	3.57	3.17	3.32	n.b.	n.b.
Sm_2O_3	2.07	2.74	2.16	2.39	n.b.	n.b.
Gd_2O_3	-	-	-	-	5.53	n.b.
CaO	0.68	1.00	0.94	0.88	-	0.44
Summe	100.57	100.90	99.65	98.54	97.64	97.01
O = 4						
P	1.002	1.006	1.011	1.013	1.042	1.025
Th	0.015	0.010	0.006	0.029	-	-
Ce	0.421	0.419	0.418	0.395	0.482	0.469
La	0.273	0.245	0.266	0.246	0.218	0.252
Nd	0.139	0.200	0.190	0.194	0.157	0.226
Pr	0.046	0.050	0.045	0.048	-	-
Sm	0.028	0.036	0.029	0.032	-	-
Gd	-	-	-	-	0.073	-
Ca	0.028	0.041	0.039	0.047	-	0.018
Summe	1.061	1.004	0.993	0.982	0.930	0.965

- 1 - 4 : Monazite als freie Phase
 5 : Monaziteinschluß in Spinell
 6 : Monaziteinschluß in Orthit

FLORENCIT ($\text{CeAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$)			
Probe	126		
Nr.	1	2	3
P_2O_5	27.66	27.31	27.28
Ce_2O_3	12.15	12.98	12.17
La_2O_3	13.18	13.96	14.84
Nd_2O_3	-	-	-
Gd_2O_3	1.31	1.30	1.64
Al_2O_3	32.11	32.66	31.72
ZnO	1.89	1.72	1.51
H_2O	10.74	10.82	10.78
Summe	99.04	100.75	99.94
O = 11			
P	1.961	1.922	1.946
Ce	0.373	0.395	0.371
La	0.407	0.428	0.465
Gd	0.036	0.036	0.046
Zn	0.117	0.106	0.094
Summe	0.933	0.965	0.976
Al	3.170	3.200	3.146

6.13.2. Staurolith

Der in den Smirgeln von Naxos häufig vorkommende Staurolith wurde in Anatolien nur bei einer Probe aus Ismaildağı (Probe 60) beobachtet. Er kommt akzessorisch in einem Ep-Ky-Hellglimmerschiefer in Zone II vor. Die äußerst feinkörnigen Staurolithe (< 0.01 mm) sind meistens durch EMS wahrzunehmen.

Die EMS-Analysen sind zusammen mit einem zinkreichen Staurolith aus Smirgelgesteinen von Naxos in Tabelle 17 aufgeführt. Dabei wurde die Strukturformel unter der Annahme von 46 Sauerstoffatomen berechnet. Im Gegensatz zu den Naxos-Staurolithen, die verhältnismäßig wenig Zink enthalten (0.00 - 0.85 Zn pro F.E.), sind die Staurolithe aus Ismaildağı ziemlich zinkreich (1.57 - 1.67) und enthalten etwa gleich viel Fe (1.53 - 1.66), während Mg insgesamt weniger eingebaut wird (ca. 0.40 Mg pro F.E.). Es liegt also ein Staurolithmischkristall vor mit überwiegenden Zn- und Fe-Staurolithanteilen. Der Zn-Staurolithanteil beträgt demnach ca. 45 %, Fe-Staurolith 44 % und Mg-Staurolith 11 %.

6.13.3. Kaolinit, Hydrargillit

Kaolinite und Hydrargillite sind als Verwitterungsprodukt häufig zu beobachten. Sie kommen oft zusammen vor mit Limonit (bzw. Goethit) als ein Gemenge, das bei völliger Verwitterung von Chloritoiden bzw. chloritoidreichen Bereichen überbleibt. Manche Diaspore und Korunde werden z.T. in Hydrargillit umgewandelt.

In einigen Proben tritt Kaolinit als milchig-weißes Mehl in den Spalten und Poren auf. In Dünnschliffdicke farblos erscheinender Kaolinit ist sehr feinblättrig bis feinfaserig, z.T. fächerförmig ausgebildet. Die chemischen Analysen der Kaolinite (Tabelle 17) zeigen, daß sie immer etwas dreiwertiges Eisen einbauen (0.04 - 0.12 Fe³⁺ pro F.E.). Außerdem enthalten sie meistens etwas Ti, Mg, Ca, K und Na, wobei es sich bei diesen Elementen um Verunreinigungen handeln könnte.

6.13.4. Turmalin, Zirkon

In den SW-anatolischen Metabauxiten können weitere Akzessorien wie Turmalin und Zirkon auftreten. Von beiden ist der Turmalin häufiger zu beobachten. Er kommt hauptsächlich in den hellglimmerreicheren Partien, besonders häufig aber im Dachschiefer vor. Zirkone sind dagegen sehr selten. Sie sind meistens in Orthit eingeschlossen. Von Önay (1949) wurden außerdem einige Vesuvian-, Topas- und Scheelitkörner beobachtet.

Tabelle 17: EMS-Analysen der Zn-Staurolithe und Kaolinite

ZN-STAUROLITH (Probe 60)				
Nr.	1	2	3	4*
SiO ₂	29.64	29.31	29.62	28.85
TiO ₂	0.16	0.24	0.11	-
Al ₂ O ₃	64.64	64.58	64.10	63.81
Cr ₂ O ₃	0.05	0.12	0.06	n.b.
FeO	6.56	6.15	6.04	9.13
MgO	1.90	1.70	1.63	1.31
ZnO	1.9	1.8	1.83	4.14
				0.46 (MnO)
Summe	100.25	100.20	99.19	97.70
Strukturformel berechnet auf 46 Sauerstoffe				
Si	8.004	8.042	8.000	8.00
Ti	0.002	0.003	0.002	0
Al	1.400	1.400	1.399	1.399
Cr	0.001	0.001	0.001	0
Fe ²⁺	0.151	0.140	0.137	0.200
Mg	0.045	0.041	0.040	0.032
Zn	0.045	0.042	0.045	0.098
Summe	10.648	10.669	10.625	10.429

KAOLINIT (Probe 16)			
Nr.	1	2	3
SiO ₂	43.33	43.00	43.89
TiO ₂	0.01	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	39.87	39.53	39.62
Fe ₂ O ₃	1.89	1.55	0.60
MgO	0.12	0.10	0.06
CaO	0.14	0.13	0.09
K ₂ O	0.05	0.06	0.05
Na ₂ O	0.17	0.22	0.30
Summe	85.58	83.60	84.64
Strukturformel berechnet auf 14 Sauerstoffe			
Si	3.817	3.815	3.859
Al ^[4]	1.187	0.182	0.141
Summe	4.006	4.000	4.000
Ti	0.001	0.001	0.002
Al ^[6]	3.919	3.930	3.972
Fe	0.124	0.098	0.044
Mg	0.015	0.013	0.007
Ca	0.015	0.012	0.008
K	0.006	0.007	0.006
Na	0.025	0.034	0.049
Summe	4.196	4.195	4.188

* = Zn-reicher Staurolith aus Naxos (Feenstra, 1985)

7. Phasenentwicklung und Mineralreaktionen

7.1. Diasporit-Zone (Zone I)

Die Entwicklung der mineralogischen Haupt- und Nebengengenteile der Diasporite (Zone I) und Smirgel (Zone II) sowie deren Nebengesteine mit steigender Metamorphose ist in Abb. 35 dargestellt, wobei die Sekundärphasen und die meisten Akzessorien nicht berücksichtigt sind.

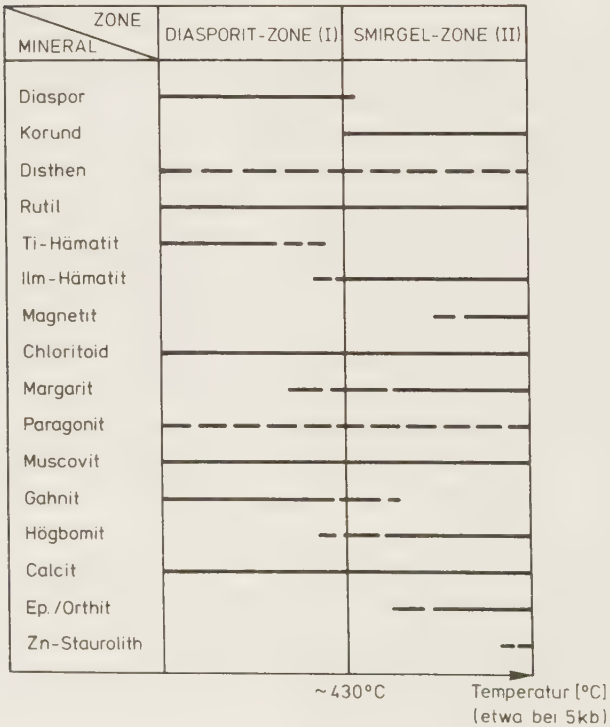


Abb. 35: Entwicklung des Mineralbestandes in den Metabauxiten sowie deren Nebengesteinen mit der steigenden Metamorphose

Die Hauptparagenese der Diasporite ist, wie schon erwähnt, aus Diaspor, Titanohämatit, Rutil, Chloritoid, Muscovit und Gahnit zusammengesetzt. Während die Diaspore und die meisten Hämatite im allgemeinen die feinkörnige Grundmasse bilden, kommen die Chloritoide, Gahnite und ein Teil der Hämatite als Porphyroblasten darin vor. Rutil ist als Haupttitanträger meistens in Diaspor und anderen Phasen eingeschlossen. Er bildet sich vermutlich zu Beginn der Metamorphose aus dem in Bauxit vorhandenen Anatas (Valeton, 1972) und ist in beiden Zonen durchgehend stabil. Diaspor kann sich schon bei der Diagenese aus Hydrargillit oder metastabilem Böhmit bilden oder sogar primär im Bauxit vorhanden sein (Valeton 1972). Auch der Hämatit kann sich z.T. zu Beginn der Metamorphose bilden, und zwar aus dem in Bauxiten reichlich vorhandenen Goethit. Ein Teil der Hämatite ist als staubig bis feinkörnige Aggregate im Diaspor eingeschlossen, also älter als dieser Diaspor.

Chloritoide und Gahnite scheinen jünger als die Kristalle der Grundmasse (Diaspor und Hämatit) zu sein, da sie sich aus der feinkörnigen Grundmasse als Porphyroblasten herausheben und diese oft verdrängen. Auch die tafeligen Hämatite scheinen z.T. jünger als die Hämatite der Grundmasse zu sein, denn sie wachsen oft auf Kosten dieser Frühbildungen, wobei sie mit steigender Metamorphose Ti in ihrem Gitter einbauen (= Titanohämatite).

Auch die Muscovite sind jünger als Diaspore; sie füllen meistens die Zwickelräume zwischen den Diasporkörnern. Muscovite könnten direkt aus illitischen Substanzen entstehen, die nach Valeton (1972) in den Bauxiten enthalten sind.

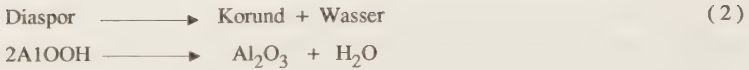
Die Dachschiefer der Diasporit-Zone bestehen hauptsächlich aus Hellglimmer, Hämatit, Rutil, Calcit und Disthen; sie enthalten außerdem Turmalin, Apatit und weitere Akzessorien wie Diaspor, Gahnit und Chloritoid. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus fein geschiefertem Muscovit. Zu den Grundmassekristallen gehören außerdem die feinkörnigen Hämatit-, Rutil-, Apatit- und Turmalinkörner, die mit Muscovit zusammen entstanden sein könnten. Dann kommen Spätbildungen wie Margarit und Paragonit, die als gröbere Blätter, meist mit den großtafeligen Titanohämatiten zusammen auftreten und keine bestimmte Anordnung zeigen. Auch die Disthene sind jünger als die Grundmassekristalle, da sie ebenfalls als Porphyroblasten in der Grundmasse richtungslos verteilt sind.

7.2. Smirgel-Zone (II)

Die Hauptparagenese der Smirgelgesteine (Zone II) ist aus Korund, Ilmenohämatit, Rutil, Chloritoid, Margarit, Magnetit und Högbornit zusammengesetzt. Diaspor wird in den Smirgelgesteinen von Korund vertreten, während die Hauptnebengemengteile der Diasporite (Zone I), wie Chloritoid, Rutil und Hämatit, auch in der Smirgel-Zone (II) stabil bleiben, wobei die Hämatite der Zone II titanreicher sind (= Ilmenohämatite). Diaspor geht also mit steigender Metamorphose in Korund über. Die neugebildeten Korunde schließen meistens Hämatit-, Rutil- und rosettenartige Chloritoidkörner ein. Einige tafelige Chloritoide scheinen während der Korundbildung entstanden zu sein, da sie z.T. den Korund umschließen oder aber mit Korund verwachsen sind. Außerdem werden die Gahnite der Zone I in den Smirgelgesteinen durch Högbornit ersetzt (vgl. Kap. 7.4.). Die Högbornitbildung fällt etwa mit der Korundbildung zusammen, da sie oft neben Korund, z.T. aber auch im Korund eingeschlossen auftreten. Während die Muscovite der Diasporit-Zone auch in den Smirgeln akzessorisch anzutreffen sind, kommen in den Smirgeln noch Margarite dazu. Sie sind eindeutig jünger als Korund, da sie meistens als Zwickelfüllung zwischen den Korundkörnern auftreten und oft den Korund verdrängen. Das für die Margaritbildung benötigte Ca wurde dabei wahrscheinlich aus dem Nebengestein (Calcitmarmor) zugeführt.

Mit weiterem Temperaturanstieg bildeten sich dann die ersten Magnetite, während die Ilmenohämatite weiterhin stabil sind (Näheres s. Kap. 7.5.).

In einigen hellglimmerreichen Smirgeln treten außerdem Disthene auf, die wahrscheinlich vor der Korundbildung entstanden sind, da sie z.T. von idiomorphen Korundkristallen verdrängt werden und nach Chatterjee (1982) ab $\sim 350^\circ\text{C}$ stabil sind (vgl. Kap. 7.7.). (Sie treten außerdem schon in Zone I - im Dachschiefer - auf). Die Dachschiefer der Zone II zeigen insgesamt die gleiche Mineralparagenese wie diejenigen der Zone I. Die Grundmasse besteht ebenfalls aus Muscovit, Hämatit, Rutil, Tumulit, Apatit etc. Als gröbere Blätter treten dann Paragonit und Margarit auf. Akzessorisch können neben Chloritoid stellenweise Gahnit oder Högbornit und Korund auftreten. Zu dem aus der Zone I bekannten Disthen kommen Epidote, die in der Regel einen Orthikern besitzen und als Porphyroblasten oft den Disthen begleiten. Vor der Disthen- und Epidotbildung muß das Gestein, genauso wie in der Zone I, tektonisch deformiert worden sein, da die Grundmasse stark geschiefert und gefaltet ist, während die Disthen- und Epidotblasten in der Regel keine Anordnung zeigen. Die Epidote sind wahrscheinlich erst nach der Korundbildung entstanden, da sie in



Die Druck- und Temperaturbedingungen dieser Reaktion wurden von Haas (1972) weitgehend bestimmt und können deshalb als Bezugsreaktionen für die Zonierung der Metamorphose genommen werden (vgl. Kap. 8).

Die Korunde der Smirgelgesteine werden z.T. retrograd in Diaspor umgewandelt (Näheres Kap. 7.8.).

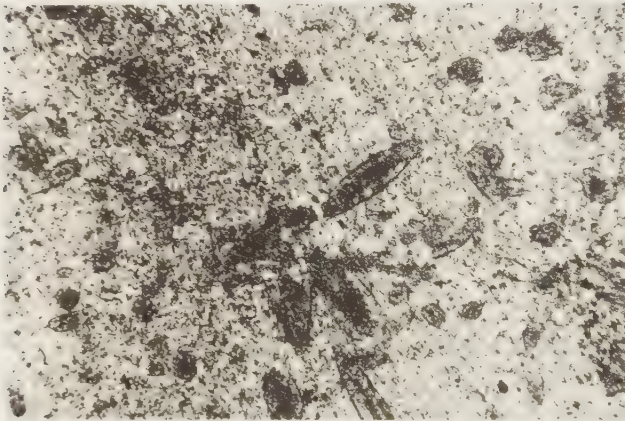


Abb. 36: Korundkörner in einer Diasporit-Grundmasse (Probe aus Kozağaç)
// Pol.

7.4. Gahnit-Högbomit-Beziehungen

Die Gahnite sind hauptsächlich in der niedrigtemperierten äußeren Zone (Zone I), in den Diasporiten, anzutreffen, während sie in den höher metamorphen Smirgeln der inneren Zone (Zone II) weitgehend fehlen. Statt dessen treten in den Smirgelgesteinen Högbomite auf, die sich genetisch unmittelbar aus den Gahniten ableiten lassen.

In Abb. 37 wurde die "Gahnit-Högbomit-Entwicklung" mit der steigenden Metamorphose dargestellt. In einem $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-ZnO-FeO}$ -Diagramm wurden sowohl Gahnite und Högbomite als auch die mittlere Pauschalzusammensetzung der Diasporit- und Smirgelgesteine dargestellt, wobei FeO für Gesamt-Eisen genommen wurde. Da die Gesteinszusammensetzung der Metabauxite fast auf der $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}$ -Linie liegt, ist in diesen Gesteinen neben viel Diaspor (bzw. Korund) und Fe-Oxiden nur wenig Gahnit (bzw. Högbomit) zu erwarten.

In den meisten Diasporiten treten nur Gahnite auf, die, wie in Abb. 37, Diagramm I, dargestellt ist, mit Diaspor und Titanohämatit koexistieren. Sie sind in der Regel sehr arm an Hercynitanteil ($< 7.0 \text{ mol\% FeAl}_2\text{O}_4$).

In einigen Proben, besonders in der Nähe der Übergangszone zum Smirgel, besitzen die Gahnite einen dünnen Saum aus Högbomit, der extrem zinkreich ist und auf Kosten des Gahnits weiter wächst und dabei die angrenzenden Diaspor- und Titanohämatitkörner verdrängt. Die beiden Phasen koexistieren (s. Diagramm II) mit Diaspor und Titanohämatit.

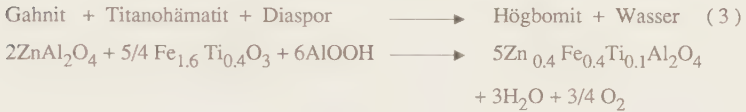
Mit der weiter ansteigenden Metamorphose umwachsen die Högbomite vollständig den Gahnit, welcher dabei zinkärmer wird und langsam verschwindet. Währenddessen geht Diaspor in Korund über. Der Högbomitmantel bildet sich also kurz vor der Korundbildung. Er setzt sich aus einzelnen Individuen, die auf den Oktaederflächen des Gahnits aufwachsen (Näheres Kap. 6.6. und 6.7.), zusammen.

Die im Gegensatz zu den normalen Gahniten der Diasporzone etwas eisenreicheren Restgahnite und aufgewachsene Högbomite koexistieren jetzt mit Korund und Ilmenohämatit (Diagramm III). Mit der Zeit verschwinden die Gahnite völlig, da die Smirgelgesteine im Stabilitätsfeld von Högbomit liegen und allein aufgrund der Pauschalzusammensetzung dieser Gesteine kein Gahnit mehr zu erwarten ist. In der Endphase der "Gahnit-Högbomit-Entwicklung" ist also nur noch Högbomit stabil (Diagramm IV), der neben Korund und Ilmenohämatit in den Smirgelgesteinen SW-Anatoliens weit verbreitet ist. Im Zentrum der Högbomit-Viellinge sitzt dann kein Gahnit mehr, sondern ein anderes Korn, z.B. aus Korund, sekundärem Diaspor

Abb. 37: Veränderung der Phasenbeziehungen im System $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-ZnO-FeO}$ in den Zonen I und II (* $\text{FeO} \cong \text{Fe-tot}$)

oder auch Högbomit mit einem oktaederischen Umriss. Dennoch sind die Högbomitkristalle zueinander so orientiert wie beim ursprünglichen Wachstum an Gahnit.

Obwohl bei einigen einzeln auftretenden Högbomitkörnern keine direkte Beziehung zum Gahnit zu beobachten ist, lassen sich die meisten Högbomite aufgrund der Art ihrer Verwachsung als Reaktionsprodukte aus Gahnit deuten. Eisen und Titan könnten dabei von Titanohämatit und Aluminium von Diaspor geliefert werden. Die Reaktion, die zur Högbomitbildung führt, lautet somit folgendermaßen:



7.5. Fe-Ti-Oxide

Rutil tritt als Haupttitanträger in beiden Zonen (Zone I und II) sowohl im Metabauxit als auch im Nebengestein auf. Er ist meistens in Form von feinen Nadelchen in anderen Phasen wie Diaspor, Korund und Chloritoid eingeschlossen, tritt aber auch als freie Phase auf (vgl. Kap. 6.4.). Er bildet sich wahrscheinlich schon zu Beginn der Metamorphose aus dem im Bauxit vorhandenen Anatas (Valetton, 1972).

Auch der Hämatit bildet sich wahrscheinlich zu Beginn der Metamorphose und zwar aus den in Karstbauxiten reichlich vorhandenen Goethiten (Valetton, 1972 ; Maksimovic, 1976b). Ein Teil des Hämatits kommt, wie schon erwähnt, als staubig bis feinkörnige Aggregate im Diaspor eingeschlossen vor, ist also älter als dieser Diaspor. Die tafelförmigen Hämatite sind z.T. mit Diaspor verwachsen, also etwa gleichzeitig entstanden. Sie enthalten immer unterschiedliche Mengen an Ti. Die titanreichsten Hämatite treten erst in den Smirgelgesteinen auf, während die titanärmsten in den äußersten Diasporitlinsen des Metabauxit-Gürtels vorkommen (vgl. Kap. 6.4.2.). Gekoppelt mit dem Ti-Einbau muß ein Teil des Eisens von Hämatit zu Fe^{2+} reduziert worden sein (Titanohämatit). Es liegen Ilmenit-Hämatit-Mischkristalle vor, die je nach Grad der Metamorphose unterschiedliche Mengen an Ilmenitanteil haben. Mit steigender Metamorphose bauten die Hämatite also mehr Ti ein, so daß sich in der Übergangszone zum Smirgel schon Ilmenohämatite bilden konnten. Wie in Abb. 38, Diagramm I, zu sehen ist, koexistieren die Titano- und Ilmenohämatite mit dem Rutil. In den Smirgelgesteinen (Zone II) gibt es dann nur noch Ilmenohämatite, die nach innen des "Smirgelgürtels",

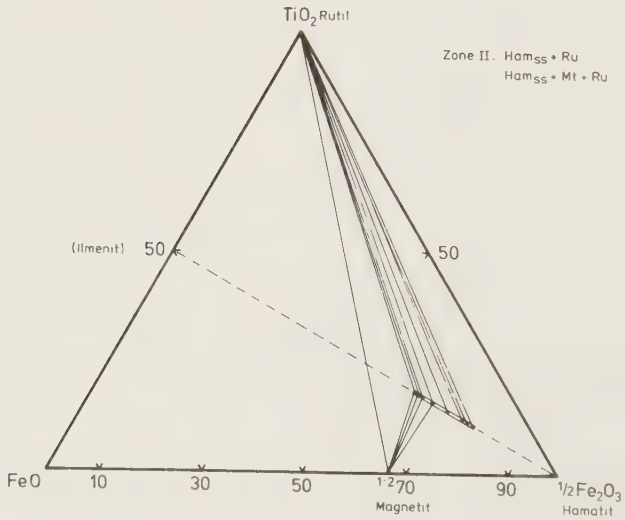
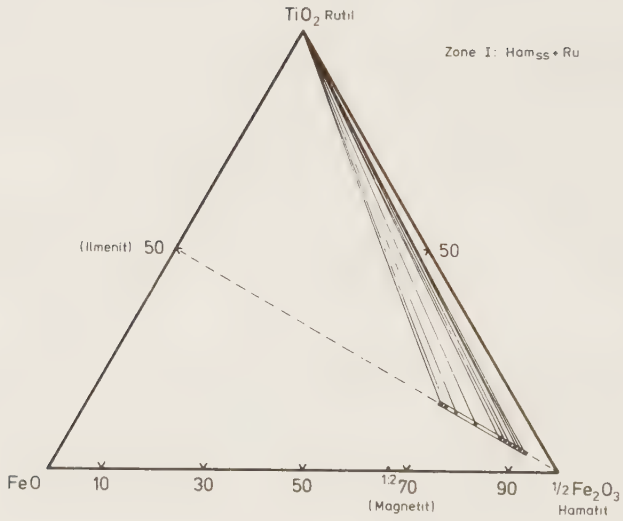


Abb. 38: TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 -Diagramm der Fe-Ti-Oxide

d.h. mit steigender Metamorphose, immer mehr Titan einbauen. Neben den Ilmenohämatiten, die den höchsten Ilmenitanteil zeigen, bildeten sich dann die ersten Magnetite, die wie in Diagramm II zu sehen ist, neben Ilmenohämatit und Rutil koexistieren (Abb. 38). Sobald die Temperaturen abnahmen, kam es teilweise zur Entmischung der Ilmenohämatite. Während ein Teil als FeTiO_3 im Hämatit isomorph gelöst blieb, wurde der Rest in Form von Entmischungsilmenit ausgeschieden (vgl. Kap. 6.4.2., sowie Abb. 13a und b). Feinkörnige Magnetite sind z.T. in Korund eingeschlossen. In diesem Fall ist anzunehmen, daß die feinen Hämatiteinschlüsse in den Diasporen während der Korundbildung in Magnetit (zusammengewachsen) umgewandelt wurden.

7.6. Bildung von Chloritoid

Chloritoide sind als wichtigstes Silikatmineral der Metabauxite durchgehend in beiden Zonen stabil. Sie treten hauptsächlich in Diasporiten und Smirgeln, aber akzessorisch auch in den Dachschiefern auf.

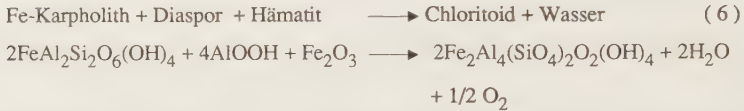
In den Diasporiten heben sie sich meistens als Porphyroblasten aus der feinkörnigen Grundmasse heraus und verdrängen die Grundmassekristalle (Diaspor und Hämatit). Sie wachsen also auf Kosten der Diaspore und Hämatite. Zur Chloritoidbildung ist aber außer Al und Fe noch Si nötig. Der Hauptsiliziumträger in den Bauxiten ist in der Regel Kaolinit (Valetton, 1972). Wie aus dem Konzentrationsdreieck (Abb. 39) zu entnehmen ist, könnte der Chloritoid durch die Reaktion von Kaolinit mit Diaspor und Hämatit entstanden sein:



Einige Chloritoide sind feinnadialstrahlig bis filzig ausgebildet und damit dem Karpholith sehr ähnlich (vgl. Kap. 6.9.). Es ist zumindest nicht auszuschließen, daß sich stellenweise Fe-Karpholith als erstes Mineral bildete, das dann mit steigender Metamorphose in Chloritoid umgewandelt wurde. Eine Reaktion zwischen Kaolinit und Hämatit (bzw. Goethit) könnte zur Karpholithbildung führen:



Der Fe-Karpholith wird dann bei weiterer Temperaturerhöhung instabil und in Chloritoid umgewandelt, indem er wahrscheinlich mit Diaspor und Hämatit reagiert:



Die Reaktion Karpholith $\longrightarrow$ Chloritoid + Quarz entfällt, da kein freier Quarz vorliegt.

Im weiteren Verlauf der Metamorphose sind die Chloritoide weitergewachsen (die meisten Chloritoide haben einen einschlußfreien, sauberen Rand). Die letzten Generationen füllen in den Smirgelgesteinen z.T. die Zwickelräume auf.

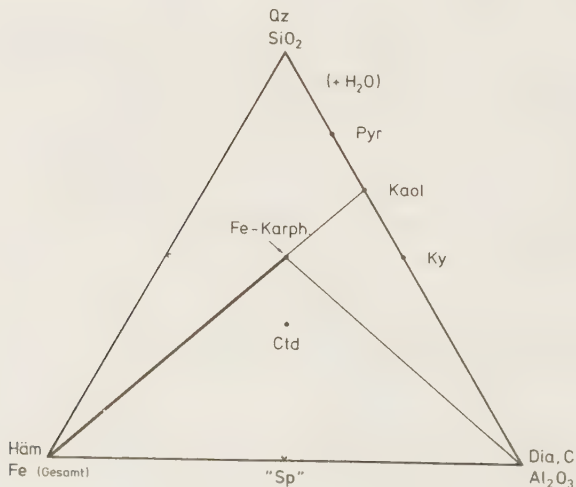


Abb. 39: Bildung von Chloritoid aus Fe-Karpholith, Diaspor und Hämatit, dargestellt im System $\text{SiO}_2\text{-Fe-Gesamt-Al}_2\text{O}_3$ (zuvor Bildung von Fe-Karplith aus Hämatit und Kaolinit)

7.7. Bildung von Disthen

Im Gegensatz zu den Chloritoiden treten die Disthene hauptsächlich im Nebengestein, und zwar in den Dachschiefern der beiden Zonen, auf. Vereinzelt können sie außerdem in einigen hellglimmerreichen Smirgeln beobachtet werden.

Disthen kann sich nach Chatterjee und Halbach (1982) nach zwei Reaktionen aus Kaolinit bilden (7 + 8). Wie in Abb. 40 zu sehen ist, geht Kaolinit zuerst in Pyrophyllit und Diaspor über. Die Pyrophyllit-Diaspor-Paragenese hat ein schmales Stabilitätsfeld. Bei weiterem Temperaturanstieg reagiert der Pyrophyllit mit dem Diaspor und bildet den Disthen (bzw. Andalusit):

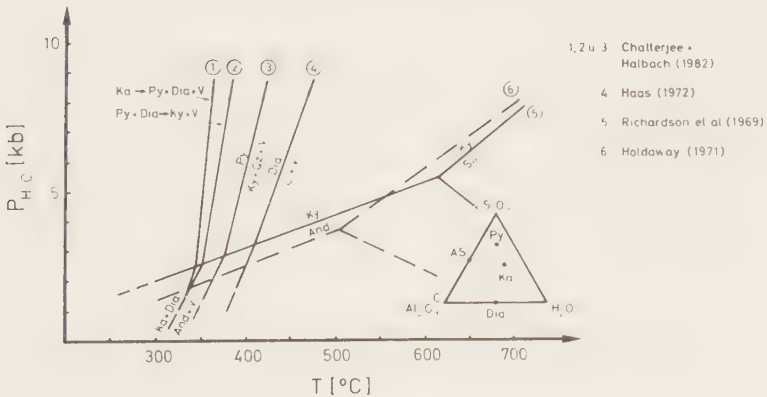


Abb. 40: Bildung von Disthen im $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ -System

Nach früheren Veröffentlichungen von Chatterjee (1976) ist die Pyrophyllit-Diaspor-Paragenese etwa erst ab 7 kb (für $P_{H_2O} = P_{total}$) zu erwarten, wobei sich das Stabilitätsfeld der Pyrophyllit-Diaspor-Paragenese mit abnehmender H_2O -Aktivität zu niedrigeren Drücken hin verschiebt. Die oben genannten Reaktionen fänden demnach ab einem definierten Druck statt. Eine andere Möglichkeit wäre in diesem Fall, daß der Kaolinit mit dem schon vorhandenen Diaspor reagiert und ohne Zwischenstufe zur Bildung von Disthen führt:

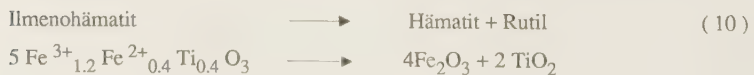


7.8. Retrograde Reaktionen

Nach der prograden Hauptmetamorphose der Metabauxite fanden im ganzen Gebiet retrograde Umwandlungsprozesse statt. Dabei wurden die Smirgelgesteine teilweise diasporitisiert, indem sich der Hauptbestandteil Korund in Diaspor umwandelte. Oft blieben nur noch Reste von Korundkörnern über, die in einem grobtafeligen Diasporgewebe schwimmen. Die idiomorphen Korunde sind z.T. durch Umwandlung im Innern mit einer feintafeligen Diaspormasse gefüllt, während die Umriss der Korunde erhalten blieben. Einige Risse wurden durch Diaspormassen erweitert. Diese Prozesse können z.T. so weit fortgeschritten sein, bis praktisch alle Korunde diasporitisiert sind.

Die neu gebildeten Diaspore in den Spalten und Poren sind oft mit ebenfalls neu gebildetem Margarit, Chloritoid und Hämatit verwachsen. Die durch Spalten und Poren eingedrungenen Kapillärwässer müssen z.T. stark karbonathaltig gewesen sein. Das Karbonat reagierte oft mit den Eisenoxiden, die vielleicht ebenfalls gelöst waren, und wurde in den Restporen und Klüften als eisenhaltiger Calcit, Siderit und Ankerit ausgeschieden. Etwas Kieselsäure dürfte auch mitgelöst sein (besonders in den hellglimmerreichen Partien), was z.B. mit Kalk zusammen Margaritklüfte bildete.

In den stark diasporitisierten Smirgelproben zerfällt der Ilmenohämatit unter oxidierenden Bedingungen oft zu Rutil und Hämatit:



Die Titano- und Ilmenohämatite im Dachschiefer sind z.T. völlig abgebaut. Die auffälligste retrograde Umwandlung im Dachschiefer ist jedoch die Margaritisierung der Disthene. Wie in Abb. 12 (Kap. 6.3.) zu sehen ist, werden sie oft angegriffen, durchlöchert bis zerrissen und dann durch Margarit ersetzt. Dabei reagieren sie mit den im Kapillarwasser gelösten Karbonaten oder auch direkt mit den benachbarten Calcitkörnern:



Die Chloritoide werden z.T. retrograd umgewandelt. Durch Wasseraufnahme reagieren sie mit den angrenzenden Eisenoxiden, oder auch mit dem in Chloritoid reichlich eingeschlossenen, staubig bis feinkörnigen Hämatit und werden von der Mitte und von den Spaltflächen aus in Septechlorit (= Berthierin) umgewandelt.

Außer den obengenannten retrograden Umwandlungen und Neubildungen fanden, besonders in den oberflächennahen Partien der Metabauxitkörper, weitere Verwitterungsprozesse statt, die z.T. heute noch andauern. Wie in Kap. 6.9. schon erwähnt, werden einige Chloritoide durch Wasseraufnahme völlig zersetzt in ein Gemenge aus Kaolinit, Hydrargillit und Goethit. Um einige Magnetit- und Hämatitkörner bilden sich oft Limonitkrusten. Die schon entmischten Hämatite werden z.T. völlig goethitisiert. Stellenweise werden sogar die Diaspore bzw. diasporisierten Korunde in Hydrargillit umgewandelt.

8. P/T-Bedingungen der Metamorphose

Die Metamorphose des Menderes-Massivs ist zwar wie seine Stratigraphie und Tektonik nicht völlig geklärt, läßt sich jedoch heute in etwa überblicken. Wie schon in Kap. 2 erwähnt wurde, ist das Menderes-Massiv in einen hochkristallinen Kern und einen weniger metamorphen Mantel (= Hülle) zu gliedern.

Nach bisherigen Beobachtungen (Önay, 1949; Schuiling, 1962; Graciansky, 1966; Brinkmann, 1967, 1971, 1975; Başarır, 1970; Dora, 1981) ist die gesamte Hülle nur einer einzigen Metamorphose unterworfen gewesen, während der Kern zuvor schon metamorphisiert worden war. Die älteste Metamorphose im Kernbereich fand im Kambrium statt (vgl. Kap 3). Eine zweite (?) Metamorphose im Kernbereich (mit retrogradem Charakter) soll nach Durand (1968) variszisches Alter haben. Schließlich wurde das gesamte Massiv an der Kreide/Tertiär-Wende einer "mittelgradigen" Metamorphose unterworfen, bei der im Kern höhere Temperaturen erreicht wurden als in der Hülle und die Temperaturen (und somit der Grad der Metamorphose) nach außen hin allmählich und zonar abnehmen. So kam es im inneren Teil der Marmorhülle zur Smirgelbildung, im äußeren nur zur Diasporitbildung. Diese Metamorphose ist nach Dürr (1975) in bezug auf die Haupttektonogenese synkinematisch.

Zur Abschätzung der P/T-Bedingungen wurden aus den beobachteten Mineralbeständen der Metabauxite und Nebengesteine diejenigen Indexminerale und Mineralparagenesen herangezogen, deren Stabilitätsbereiche bekannt sind. Hierzu wurden außerdem einige Mineralreaktionen und Gefügeänderungen zur Hilfe genommen. Einige Minerale wie Chloritoid, Muscovit, Disthen und Rutil kommen im gesamten Metabauxitgürtel vor, während andere Phasen wie Diaspor, Korund, Magnetit, Gahnit und Högbomit nur auf eine Zone beschränkt sind (vgl. Kap. 6 und 7).

In Abb. 41 sind nur Diaspor, Korund, Chloritoid, Staurolith und Disthen berücksichtigt, da ihre Stabilitätsfelder experimentell am besten bestimmt worden sind. Spinell, Högbomit und Fe-Ti-Oxide konnten dagegen nicht mit herangezogen werden, da ihre Stabilitäten nicht nur von den P/T-Bedingungen abhängen.

Da in den beiden Zonen (Zone I und II) des Metabauxitgürtels Disthen die einzige Al_2SiO_5 -Modifikation ist, kann man den Gesamtdruck der Metamorphose nach unten hin abgrenzen. Der Übergang von der niedrigtemperierten Zone I (Diasporit) in die

Zone II (Smirgel) ist durch das Auftreten der ersten Korundkristalle in den Diasporiten zu beschreiben, wobei die Diaspore nach der Reaktion ($2\text{AlOOH} \rightarrow \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$) sich in Korund umwandeln. Wenn durch das Auftreten von Disthen die Wirkung von höheren Drucken berücksichtigt wird (nach Richardson, 1969, und Holdaway, 1971, etwa 4-6 kb), kommen für die Korundbildung nach den experimentellen Untersuchungen zum Diaspor-Korund-Gleichgewicht von Haas (1972) Temperaturen zwischen 420 - 450°C in Frage. Die Diaspor / Korund- Isograde verläuft demnach durch den Metabauxitgürtel der Marmorhülle (im Durchschnitt 430°C bei 5 kb). Die Zone I ist also hauptsächlich durch Diaspor, die Zone II durch Korund gekennzeichnet. Man könnte von einer Diaspor-Chloritoid-Zone (= Zone I) und Korund-Chloritoid-Zone (= Zone II) sprechen, da in beiden durchweg der Chloritoid als zusätzliche Phase auftreten kann.

Die Mindesttemperaturen in der Zone I müssen wenigstens bei etwa 360°C gelegen haben, da sonst nach Chatterjee und Halbach (1982) in Diasporiten statt Disthen Pyrophyllit oder Kaolinit neben Diaspor zu erwarten wären (siehe Abb. 41). Die Pauschalzusammensetzung der Bauxite läßt erwarten, daß der in Bauxit vorhandene Kaolinit sich nach der Reaktion 2 ($\text{Kaol} \rightarrow \text{Pyr} + \text{Dia} + \text{H}_2\text{O}$, Chatterjee u. Halbach, 1982) in Pyrophyllit umwandelt. Da, wie in Abb. 41 zu erkennen ist, das Stabilitätsfeld der Pyrophyllit-Diaspor-Paragenese sehr schmal ist, reagiert der Pyrophyllit mit geringem Temperaturanstieg (etwa 10°C) mit Diaspor und geht in Disthen über (Reaktion 3 und 4 in Abb. 41, $\text{Pyr} + \text{Dia} \rightarrow \text{Ky} + \text{H}_2\text{O}$). Andererseits ist es möglich, daß der gesamte Kaolinit zur Chloritoidbildung verbraucht wird ($\text{Kaol} + \text{Dia} + \text{Häm} \rightarrow \text{Ctd} + \text{H}_2\text{O}$, vgl. Kap. 7.6.) und dadurch kein Pyrophyllit entstehen kann. Es wäre aber trotzdem zumindest in chloritoidärmeren und hellglimmerreicheren Partien (Fe-arm, Si-reich) zu erwarten, daß der Pyrophyllit sich bildet.

In den niedrigsten Zonen der Metabauxite von Naxos treten nämlich Pyrophyllite auf, die dann in den höheren Zonen nach der Reaktion 3, Abb. 41, in Disthen übergehen (Feenstra, 1985). Wie schon in Kap. 7.7. erwähnt wurde, kann, nach früheren Veröffentlichungen von Chatterjee (1976), die Pyrophyllit-Diaspor-Paragenese, je nach H_2O -Aktivität, erst oberhalb von bestimmten Drucken auftreten (~ ab 7.5 kb bei $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1.0$, ab 5 kb bei $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.9$). Unterhalb dieser Drucke könnte Kaolinit mit Diaspor reagieren und zur Disthenbildung führen (vgl. Kap. 7.7.). Nach den experimentellen Untersuchungen von Chatterjee (1976) und Chatterjee & Halbach (1982) kommen für die Pyrophyllit/Disthen (bzw. Kaolinit/Disthen)-Umwandlung Temperaturen von 360 - 370°C in Frage.

Um die obere Temperaturgrenze im Metabuxitgürtel abzuschätzen, werden die Mineralparagenesen bzw. die Indexminerale im Dachschiefer herangezogen. In der nördlichsten Linse der Smirgelgruppe bei "Ismaildağı" treten im Dachschiefer die ersten Staurolithe auf. Dabei verschwinden die Chloritoide, die bis dahin im Dachschiefer immer akzessorisch vorhanden waren, völlig. Staurolith ersetzt hier anscheinend den Chloritoid. Die P/T-Bedingungen für die Umwandlungsreaktionen (6 und 7 in Abb. 41) Fe-Chloritoid zu Fe-Staurolith wurden von Richardson (1968) bestimmt. Die Temperaturen variieren zwischen 520 - 540° C bei einem Gesamtdruck von etwa 5 - 6 kb. Die hier gefundenen Staurolithe sind jedoch zinkhaltig und entstehen möglicherweise nach einer Reaktion der Fe-Chloritoide mit Gahniten bzw. Högbomiten ($\text{Ctd} + \text{Ga} \rightarrow \text{Zn-St} + \text{Mt} + \text{H}_2\text{O}$). Die Temperaturen dieser möglichen Reaktion sind nicht experimentell bestimmt worden, dürften aber etwas unterhalb des reinen Fe-Staurolith-Feldes liegen. Man kann also die obere Temperaturgrenze im Metabauxitgürtel annäherungsweise mit $\pm 500^\circ \text{C}$ angeben.

Die obere Druckgrenze abzuschätzen ist schwierig, da in der Paragenese der Metabauxite und in deren Nebengesteinen kein Schlüsselmineral vorkommt, dessen Stabilitätsfeld nach oben hin sauber abzugrenzen ist. Auch tritt keine neue Phase auf, die erst bei höherem Druck stabil wird. Wie in Kap.6.9. bereits erwähnt wurde, könnte es sich bei den filzartigen Chloritoiden um ehemalige Fe-Karpholithe handeln. Die Fe-Karpholithe bilden sich nach Chopin und Schreyer (1983) erst ab ca. 5 kb. Wenn man also annimmt, daß ein Teil der Chloritoide aus vorher vorhandenem Fe-Karpholith entstanden sind, müßten schon in der Zone I 5 kb überschritten sein.

Zusammenfassend kann man für die gesamte Metabauxitzone im untersuchten Gebiet (S- und SW-Rand des Menderes-Massivs) Temperaturen von 360 - 500° C bei einem mittleren Mindestgesamtdruck von 5 - 6 kb annehmen. Diese Werte lassen sich durchaus mit den P/T-Werten von Dora (1981) vergleichen, die dieser für den Massivkern bei Çine als 550° C und 6 kb angegeben hat. Nach Alkanoğlu (1978) wurden südlich vom Massivkern bei Yatağan in der Schieferhülle 600° C und im Massivkern mindesten 640° C erreicht.

Die phasenpetrologischen Untersuchungen und die daraus resultierende P/T-Abschätzung weisen also in dem Metabauxitgürtel des Menderes-Massivs (bzw. in der Marmorhülle) auf eine Niedriggradmetamorphose (low-grade-met.) hin, die etwa

mit der Grünschieferfazies identisch ist und bei der der Gesamtdruck etwas über 5 kb lag und die Temperaturen von außen nach innen allmählich und zonar zunahmen. Man kann hier auch von einer niedriggradigen Mitteldruck-Metamorphose sprechen.

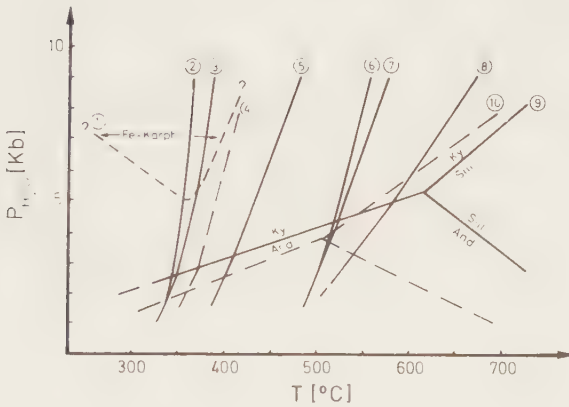


Abb. 41: Relevante Mineralgleichgewichte für die Metamorphose der Metabasite SW-Anatoliens

- | | | |
|----|--|------------------------------|
| 1 | : Stabilitätsfeld von Fe-Karpholith | (Chopin + Schreyer, 1983) |
| 2 | : $\text{Kaol} \rightarrow \text{Pyr} + \text{Dia} + \text{H}_2\text{O}$ | (Chatterjee + Halbach, 1982) |
| 3 | : $\text{Pyr} + \text{Dia} \rightarrow \text{Ky} + \text{H}_2\text{O}$ | (Chatterjee + Halbach, 1982) |
| 4 | : $\text{Pyr} \rightarrow \text{Ky} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ | (Chatterjee + Halbach, 1982) |
| 5 | : $\text{Dia} \rightarrow \text{C} + \text{H}_2\text{O}$ | (Haas, 1972) |
| 6 | : $\text{Fe-Ctd} + \text{Ky} \rightarrow \text{Fe-St} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ | (Richardson, 1968) |
| 7 | : $\text{Fe-Ctd} \rightarrow \text{Fe-St} + \text{Mt} + \text{Qtz}$ | (Richardson, 1968) |
| 8 | : $\text{Mar} \rightarrow \text{An} + \text{C} + \text{H}_2\text{O}$ | (Chatterjee, 1974) |
| 9 | : Stabilitätsfelder der Al-Silikate | (Richardson et al., 1969) |
| 10 | : Stabilitätsfelder der Al-Silikate | (Holdaway, 1971) |

Abb. 42 zeigt den möglichen Verlauf der Metamorphose sowie die abgeschätzten Drucke und Temperaturen für die jeweiligen Zonen (Zone I und II), wobei die 3 Schleifen A - C den ungefähren P/T-Pfaden der Metamorphose entsprechen. Im äußersten Bereich des Metabauxitgürtels (Schleife A) lagen die Temperaturen mindestens bei 360° C und erreichten in der Diasporit-Zone (Zone I bzw. Diaspor-Chloritoid-Zone) bis 430° C (Schleife B). Mit Überschreiten der Diaspor/Korund-Isograde gingen die Diasporite in Smirgel über. In der Smirgel-Zone (Zone II bzw. Korund-Chloritoid-Zone) lagen die Temperaturen also mindestens bei 430° C und stiegen in Richtung Massivkern bis auf 500° C (Schleife C) an. Wie schon erwähnt, weisen die Chloritoidpseudomorphosen nach Fe-Karpholith in beiden Zonen auf mindestens 5 kb Gesamtdruck hin. Wie aus den P/T-Schleifen der Abb. 42 hervorgeht, muß der Gesamtdruck bei der ansteigenden Metamorphose oberhalb 5 kb gelegen haben.

Die Diasporisierung der Korunde sowie die "Chloritisierung" der Chloritoide und Margaritisierung der Disthene weisen auf eine retrograde Metamorphose hin, die nach Dora (1981) im Mittel-Miozän im ganzen Gebiet stattgefunden haben soll.

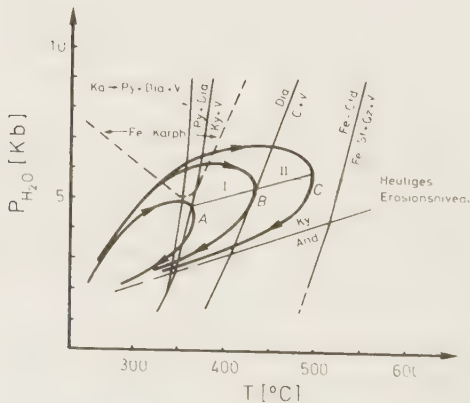


Abb. 42: Mögliche P/T-Bedingungen für die Metamorphose der Metabauxite SW-Anatoliens (Die Schleifen zeigen den möglichen P/T-Pfad der Metamorphose)

9. Geochemie der Metabauxite

Die Zuordnung der metamorphen Gesteine zu ihrem Ursprungsmaterial ist oft schwierig, besonders wenn die Geologie (Stratigraphie, Lagerungsverhältnisse, magmatische Tätigkeit usw.) des Gebietes wenig bekannt ist.

Um die Ausgangsgesteine von Metamorphiten genauer charakterisieren zu können, sind geochemische Analysen unbedingt notwendig, auch wenn petrographische und gefügekundliche Beobachtungen bereits mit einiger Schärfe auf das Ausgangsmaterial hindeuten.

Wie der Name "Metabauxit" sagt, handelt es sich bei den Diasporiten und Smirgeln des Menderes-Massivs (SW-Anatolien) um ehemalige bauxitische Gesteine. Das Hauptproblem der Bauxite ist die Frage nach dem Ausgangsmaterial, der Art der Verwitterung und ob sie abgelagert oder nur Relikte sind. Nach Schroll und Sauer (1964, 1968) lassen sich diese Fragen weitgehend oder doch bis zu einem gewissen Grad durch Spurenelementuntersuchungen klären.

9.1. Haupt- und Nebenelemente

Die chemischen Analysen von untersuchten Diasporit- und Smirgelpuben zeigen, daß alle Metabauxite SiO_2 -untersättigt sind, hauptsächlich aus Al_2O_3 , Fe_2O_3 (als Gesamteisen), SiO_2 und TiO_2 bestehen und je nach Mineralzusammensetzung und nach dem Grad der Metamorphose in unterschiedlichen Mengen H_2O enthalten. Die wichtigsten Nebenkompontenten sind MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 und CO_2 .

In Abb. 43 wird die mittlere Zusammensetzung der SW-anatolischen Metabauxite mit denen von verschiedenen Gesteinstypen verglichen, wobei die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine aus dem "Handbook of Geochemistry" (Wedepohl, 1969) entnommen ist (dabei wurde der Wassergehalt der Gesteine nicht berücksichtigt).

In Abb. 44 ist die analytische Gesteinszusammensetzung im Dreieck Al_2O_3 - SiO_2 - Fe_2O_3 (als Gesamteisen) dargestellt. In der Abbildung sind der ziemlich gleichbleibende Gesamt-Fe-Gehalt, aber ein stark wechselndes Verhältnis zwischen Al_2O_3

und SiO_2 erkennbar. Den Zusammenhang zwischen Al_2O_3 und SiO_2 mit einer für Bauxite typischen negativen Korrelation zeigt Abb. 45 (vgl. Valetton, 1972).

Die meisten Komponenten wie Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 (als Gesamteisen), MnO , Na_2O , Li_2O , P_2O_5 und CO_2 stimmen im Durchschnitt in den beiden Gesteinen verschiedenen Metamorphosegrades, Diasporit (Zone I) und Smirgel (Zone II), in etwa überein. Andere Komponenten wie FeO , MgO , CaO , K_2O und H_2O treten dagegen in unterschiedlichen Mengen auf. Während der Gesamteisengehalt in beiden Gesteinen (Diasporit und Smirgel) in etwa gleich bleibt, nimmt der Anteil des zweiwertigen Eisens in den höher metamorphen Smirgeln deutlich zu (siehe Tabelle 18). Der Wassergehalt der Metabauxite nimmt dagegen mit steigender Metamorphose ab. Die niedrig metamorphen Diasporite (Zone I) enthalten demnach mehr H_2O als die Smirgelgesteine (Zone II). In den Smirgeln nehmen außerdem MgO - und CaO -Gehalte zu, während K_2O deutlich abnimmt (siehe Tabelle 18).

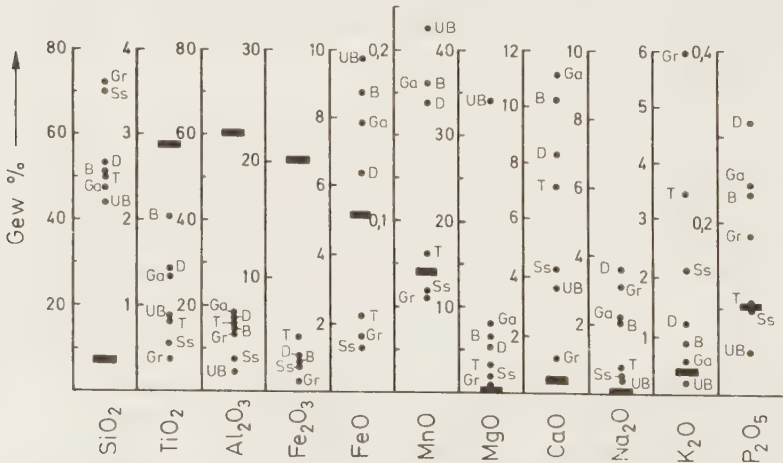


Abb. 43: Vergleich der Haupt- und Nebenelemente (Mittelwerte in Gew.%) der SW-anatolischen Metabauxite mit denen von verschiedenen Gesteinstypen (Wedepohl, 1969)

B = Basalte	P = Peridotite	D = Diorite
UB = Ultrabasite	S = Syenite	T = Tongesteine
Ga = Gabbro	G = Granite	Ss = Sandsteine
■ = Metabauxite		

Die Al_2O_3 -Gehalte der analysierten Proben variieren in Abhängigkeit von Diaspor- und Korundgehalt zwischen 42 und 76 Gew.%. Der Al_2O_3 -Anteil nimmt in den chloritoid- und hellglimmerreicheren Proben deutlich ab, wobei diese Proben anteilsreicher an SiO_2 werden (siehe Tabellen A 1 u. 2). Außerdem enthalten einige besonders eisenoxidreiche Proben auch relativ weniger Al_2O_3 (z.B. Probe D 20 und D 21 in Tabelle A 2, Anhang). Das hauptsächlich den Chloritoiden und Hellglimmern zuzurechnende SiO_2 schwankt zwischen 0.80 und 20.80 Gew.%.

Während das Gesamteisen in den Diasporiten und den Smirgeln in erster Näherung relativ konstant bleibt (etwa 24 Gew.%) ,nimmt der Anteil des zweiwertigen Eisens (bzw. das $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ - Verhältnis) mit steigender Metamorphose zu. Der FeO-Gehalt hängt aber auch von dem Chloritoidanteil der Metabauxite ab. In den chloritoidreicheren Proben erreicht er die höchsten Werte (bis zu 13.95 Gew.% FeO). Den Zusammenhang zwischen SiO_2 und FeO mit einer positiven Korrelation zeigt die Abb. 46.

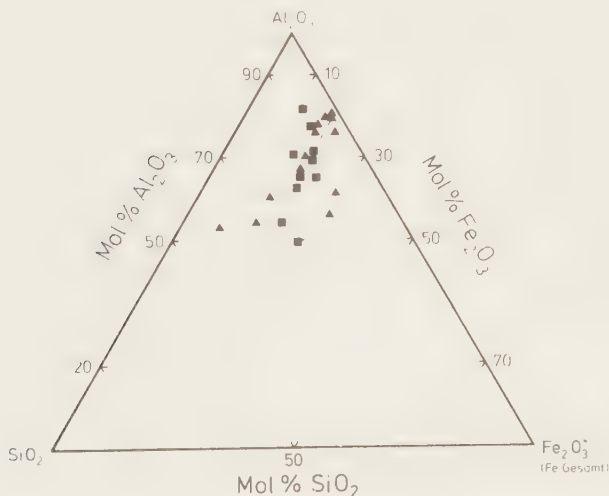


Abb. 44: Al_2O_3 - SiO_2 - Fe_2O_3 -Diagramm der Metabauxite SW-Anatoliens
(▲ : Diasporite ■ : Smirgel)

Der TiO_2 -Anteil der analysierten Proben beträgt im Durchschnitt etwa 2,6 Gew.-%. Einen für Bauxite typischen Zusammenhang mit positiver Korrelation zwischen TiO_2 und Al_2O_3 zeigt Abb. 47 (vgl. Valeron, 1972). Zwischen Fe_2O_3 (Gesamteisen) und TiO_2 ist dagegen keine deutliche Korrelation zu erkennen. Rutil ist der Haupttitantträger der Metabauxite. Ti wird außerdem in Hämatit und Högborniten eingebaut (vgl. Kap. 6.4. und 6.7.).

MnO liegt nur in geringfügiger Menge, im Durchschnitt in beiden Gesteinen (Diasporit und Smirgel) jedoch gleicher Menge vor, während MgO in den Smirgeln deutlich höher ist. Beide Komponenten werden bevorzugt in Chloritoid eingebaut und sind deshalb in den chloritoidreicheren Proben erkennbar angereichert: Bis zu 1 Gew.-% MgO und 0,3 Gew.-% MnO in den chloritoidreicheren Proben, während die chloritoidfreien Proben kaum MgO und MnO enthalten.

	Gesamt-	DIASPORITE		SMIRGEL		DACHSCHIEFER
	Mittelwert	Mittelwert		Mittelwert		Mittelwert
	(23 Proben)	(13 Proben)	min - max	(10 Proben)	min - max	(10 Proben)
SiO_2	53	6,25	0,80 - 20,80	7,82	3,60 - 13,60	2,40
Al_2O_3	54	2,42	1,90 - 2,95	2,92	2,47 - 4,07	1,40
Fe_2O_3	32	55,19	44,90 - 62,25	57,80	41,96 - 75,70	48,40
CaO	19,03	21,16	10,88 - 35,57	16,26	8,89 - 20,56	11,40
MgO	4,81	2,33	0,37 - 9,34	8,03	1,13 - 13,95	1,44
MnO	0,07	0,07	0,00 - 0,29	0,07	0,00 - 0,18	0,00
Na_2O	0,34	0,21	0,01 - 0,81	0,52	0,13 - 0,98	0,19
K_2O	0,54	0,24	0,01 - 1,24	0,93	0,00 - 4,31	3,78
Na_2CO_3	0,08	0,09	0,00 - 0,30	0,07	0,00 - 0,19	1,11
$CaCO_3$	2,36	0,64	0,01 - 3,06	0,04	0,00 - 0,11	3,55
CO_2	0,01	0,01	0,00 - 0,10	0,01	0,00 - 0,02	0,02
SO_4	0,11	0,11	0,03 - 0,17	0,11	0,02 - 0,35	0,13
H_2O	7,55	9,96	7,80 - 12,40	4,41	2,52 - 5,92	3,39
H_2O	0,86	0,98	0,09 - 9,40	0,70	0,14 - 3,88	0,51
Gesamt	99,75	99,64		99,68		98,09

Tabelle 18: Chemische Analysen der Metabauxite und Dachschiefer (Hauptelemente) von SW-Anatolien (Einzelanalysen im Anhang, A1-3)

Der CaO-Gehalt steigt je nach dem Anteil an Margarit und an Karbonat bis 4.3 Gew. %. Die höheren CaO Werte korrelieren mit CO_2 -Gehalten in diesen Gesteinen, d.h. CO_2 -reiche Proben enthalten deutlich mehr CaO als solche, die wenig bzw. gar kein CO_2 führen. Ein Teil des Kalziums stammt in den Smirgelgesteinen aus Margarit. Die margaritarmeren bis margaritfreien Diasporite enthalten im Gegensatz zu Smirgelgesteinen hauptsächlich Muscovit und sind deshalb meistens reich an K_2O . In einigen schiefrigen Diasporiten kann der K_2O -Anteil bis zu 3.1 Gew. % betragen. Na_2O ist nur geringfügig vorhanden. Einige hellglimmerärmere Proben sind sogar Na_2O -frei. Li_2O ist nur in einigen hellglimmerreicheren Proben zu beobachten. Der höchste Li_2O -Wert beträgt 0.1 Gew. %.

P_2O_5 tritt in beiden Gesteinsarten etwa gleich häufig auf und stammt hauptsächlich aus Apatit. Als weitere Phosphate treten vereinzelt Monazit und Florencit auf. Der CO_2 -Anteil der Metabauxite zeigt starke Schwankungen, die vom Karbonatgehalt abhängen. Bei den meisten Karbonaten handelt es sich um Calcit. Daneben können stellenweise Ankerit, Dolomit und Siderit auftreten. Der höchste CO_2 -Wert wurde bei einer Diasporitprobe aus "Ortatepe" gemessen, wo es hauptsächlich an Fe gebunden ist (Siderit).

Der H_2O -Gehalt der Metabauxite beträgt in den Diasporiten (Zone I) knapp 10 Gew.%. Der Haupt- H_2O -Träger in den Diasporiten ist der Diaspor selbst. In den Smirgelgesteinen (Zone II) nimmt der H_2O -Gehalt, wie in Tabelle 18 zu sehen ist, stark ab. Er variiert zwischen 2.5 und 5.9 Gew. %. Die höchsten H_2O -Werte der Smirgelgesteine sind folglich in den stark sekundär diasporitisierten Proben zu verzeichnen.

Auch die Dachschiefer der Metabauxite sind, wie in Tabelle 18 zu sehen, auffällig Al_2O_3 -reich (ca. 37 Gew.%). Der SiO_2 -Gehalt variiert zwischen 27 und 40 Gew.% (siehe Anhang: Tab. A 3). SiO_2 als freie Phase (Quarz) fehlt in den Dachschiefern. Quarz tritt erst in den schiefrigen Zwischenschichten des Marmors auf. SiO_2 liegt in den Dachschiefern hauptsächlich in Hellglimmer, Disthen und Epidot vor.

Die Fe_2O_3 - (als Gesamteisen) und TiO_2 -Werte liegen weit unter denen der Metabauxite. Dafür nehmen hier die Alkaliegehalte stark zu.

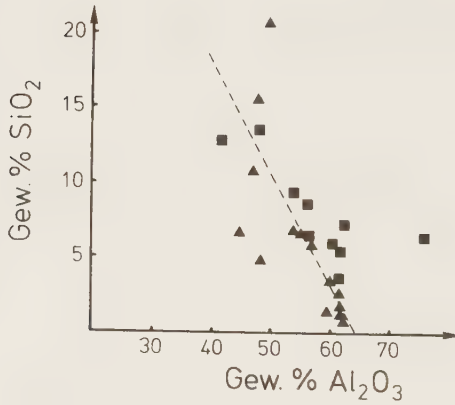


Abb. 45: $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Variationsdiagramm der SW-anatolischen Metabauxite

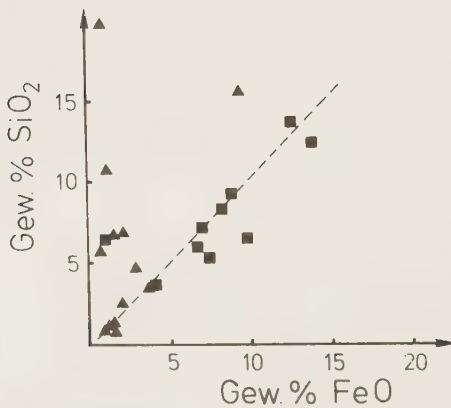


Abb. 46: SiO_2/FeO -Variationsdiagramm der SW-anatolischen Metabauxite

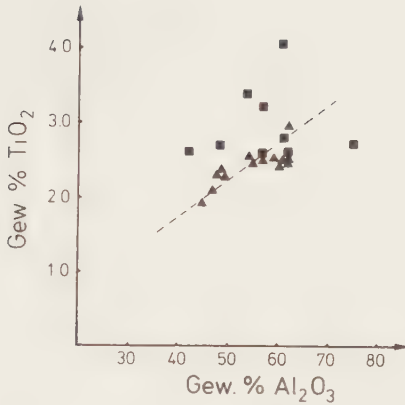


Abb. 47: $\text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ -Variationsdiagramm der SW-anatolischen Metabauxite

9.2. Spurenelemente

Eine größere Bedeutung als den Hauptelementanalysen kommt der Bestimmung der Spurenelemente zu, da basierend auf den absoluten Gehalten einiger dieser Elemente petrogenetische Aussagen gemacht werden können. Schroll und Sauer (1964, 1968) zeigten erstmals, daß sich genetisch unterschiedliche Bauxittypen mit Hilfe von Variationsdiagrammen wie Cr/Ni , Cr/Be , Cr/Ti usw. unterscheiden lassen.

In Abb. 48 sind die Spurenelemente der untersuchten Metabuxitproben mit denen der verschiedenen Gesteinstypen verglichen, wobei die angegebenen Mittelwerte für diese Gesteine ebenfalls aus dem "Handbook of Geochemistry" entnommen sind. Wie aus der Abbildung und aus Tabelle 19 hervorgeht, sind einige Spurenelemente wie Ga, Cr, Ni, V, Zn, Zr, Nb und Y besonders angereichert, was für bestimmte Bauxite typisch ist.

Die meisten Spurenelemente bleiben in beiden Gesteinen etwa gleich, während Cu, Y, Sr, Rb und Ba in den Smirgelpuben weniger enthalten sind als in den Diasporiten. Der Bor-Gehalt variiert in den untersuchten Metabauxitproben zwischen 30 - 600 ppm, wobei die höchsten Werte in den hellglimmerreichen, zugleich Turmalin führenden Proben gemessen wurden. Im Dachschiefer ist Bor dann besonders stark angereichert (im Durchschnitt 1000 ppm). Der Haupt-Bor-Träger ist der Turmalin,

der in den SW-anatolischen Metabauxiten akzessorisch vorhanden ist. Beryllium ist im Durchschnitt mit 11 ppm enthalten und korreliert mit Aluminium insgesamt positiv. Die Metabuxite von Naxos enthalten deutlich weniger Be (3 ppm, Feenstra, 1985).

	Gesamt-Mittelwert (23 Proben)	DIASPORIT (13 Proben)		SMIRGEL (10 Proben)		DACHSCHIEFER (3 Proben)
		Mittelwert	min - max	Mittelwert	min - max	
B	50	55	35 - 480*	44	30 - 600*	1000
Be	11	10	6 - 19	13	8 - 20	15
Ga	54	54	41 - 60	54	49 - 58	32
Cr	319	331	192 - 468	204	147 - 530	211
V	365	353	175 - 495	380	286 - 529	338
Nb	41	41	26 - 49	42	21 - 82	31
Ni	257	246	84 - 524	271	72 - 565	159
Cu	30	39	15 - 111	19	14 - 29	20
Zn	421	404	71 - 762	444	40 - 1653	195
Zr	536	497	388 - 572	587	409 - 996	381
Y	182	212	90 - 332	143	51 - 222	96
Sr	49	66	19 - 155	27	3 - 128	210
Rb	29	44	15 - 145	10	1 - 17	165
Ba	185	216	106 - 672	146	110 - 221	226

* = bei der Mittelwertberechnung nicht berücksichtigt

Tabelle 19: Spurenelemente der Metabauxite und Dachschiefer SW-Anatoliens
(Einzelanalysen im Anhang, A1-3)

Im Vergleich zu anderen Al-reichen Gesteinen, wie z.B. Korund-Fuchsit-Gesteine aus S-Afrika (Schreyer et al. 1980: durchschnittlich 83.2 Gew.% Al_2O_3 und 3 ppm Ga bzw. $\text{Ga} \times 10^3/\text{Al} = 0.021$), sind die Metabauxite (bzw. Bauxite) ziemlich Ga-reich ($\text{Ga} \times 10^3/\text{Al} = 0.181$). Der Ga-Anteil der Metabauxite beträgt im Durchschnitt 54 ppm. Die relativ hohen Ga-Gehalte scheinen an Aluminium gebunden zu sein (eine positive Korrelation zwischen Al_2O_3 und Ga ist aus der Abb. 49 zu entnehmen). Der Ga-Gehalt der Metabauxite hängt also in erster Linie vom Diaspor- bzw. Korundgehalt dieser Gesteine ab, da diese beiden Minerale die höchsten Ga-Werte zeigen (72 - 86 ppm). Die Ga-Werte von Naxos-Metabauxiten liegen deutlich niedriger (im Durchschnitt 45 ppm, Feenstra, 1985).

Chrom wird hauptsächlich in Spinell und Högbornit eingebaut. Außerdem führen viele Phasen wie Hämatit, Magnetit, Chloritoid, Diaspor und Korund spurenweise Chrom. Der Chrom-Gehalt beträgt im Durchschnitt 320 ppm. Auch V ist in den analysierten Proben angereichert enthalten (durchschnittlich 365 ppm). Einen engen Zusammenhang zwischen V und Fe mit positiver Korrelation zeigt die Abb. 50. Das Vanadium wird anscheinend bevorzugt in Eisenoxiden eingebaut, da die hämatit- und magnetitreichen Proben die höchsten V-Werte aufweisen.

Der Nb-Anteil der Metabauxite ist im Vergleich zu normalen Gesteinen bemerkenswert hoch, im Durchschnitt 41 ppm (vgl. Abb. 48). Der Ni-Gehalt variiert zwischen 72 und 565 ppm. Ni wird hauptsächlich in Chloritoid, Spinell und Högbornit eingebaut und erreicht in den chloritoidreicheren Proben die höchsten Werte. Außer in den Diasporiten aus "Armutlögöl" (92-111 ppm) liegen die Cu-Anteile der Metabauxite insgesamt niedrig (im Durchschnitt 30 ppm).

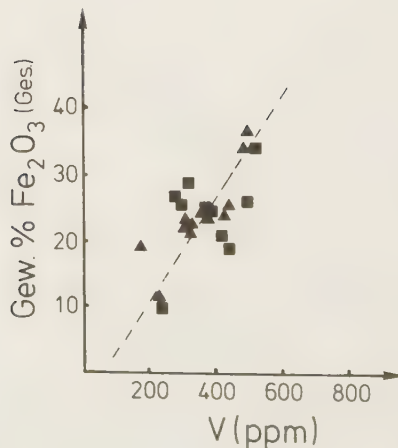


Abb. 50: Fe₂O₃/V-Variationsdiagramm der SW-anatolischen Metabauxite

Das aus Spinellen und Högbomiten stammende Zn ist in einigen högbomitreicheren Smirgelproben bis zu 1650 ppm enthalten. Der mittlere Zn-Gehalt liegt bei 420 ppm. Außer diesen beiden Haupt-Zn-Trägern können auch Chloritoide in Spuren Zn einbauen. In einigen Dachschiefern der Smirgelproben tritt außerdem Zn-Stauroolith als Zn-Träger auf (vgl. Tab. 17, EMS-Analysen).

Die SW-anatolischen Metabauxite sind ziemlich reich an Zr (im Durchschnitt 540 ppm). Der Zr-Anteil hängt mit den Al- und Ti-Gehalten der Proben eng zusammen. Eine positive Korrelation zwischen Zr und TiO_2 zeigt Abb. 51.

Der Y-Anteil der analysierten Proben beträgt im Durchschnitt 180 ppm. Die Metabauxite von Naxos enthalten erheblich weniger Y (46 ppm, Feenstra, 1985). Rb und Ba scheinen mit K zu korrelieren, Sr dagegen mit Ca. Die höchsten Rb- und Ba-Gehalte sind demnach in den muscovitreicheren Proben zu beobachten, während die höchsten Sr-Gehalte in den margaritreicheren Proben auftreten (vgl. Anhang, Tab. A 1 und 2). Die Margarite selbst können bis zu 2300 ppm Sr enthalten. Einen engen Zusammenhang zwischen K und Rb mit einer ausgesprochenen positiven Korrelation zeigt die Abb. 52.

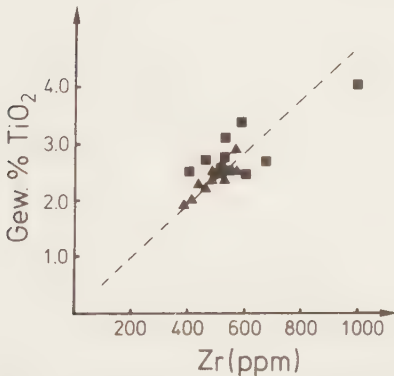


Abb. 51: TiO_2 /Zr-Variationsdiagramm der SW-anatolischen Metabauxite

Co und W wurden nicht gemessen, da sie bei der Aufbereitung (Wolframkarbid-Mühle) angereichert werden.

In den Dachschiefern zeigen nur B, Sr, Rb und Ba höhere Werte als die Diasporit- und Smirgelproben.

Die Metabauxite des Menderes-Massivs (SW-Anatolien) enthalten außerdem Seltene Erden wie Ce, La, Nd, Pr, Sm, Gd, und Th, außerdem auch Pb. In einigen hellglimmerreicheren Diasporit- und Smirgelproben liegen F und Cl, in den pyrithaltigen Diasporiten S vor, die in den Tabellen 18 und 19 nicht aufgeführt sind.

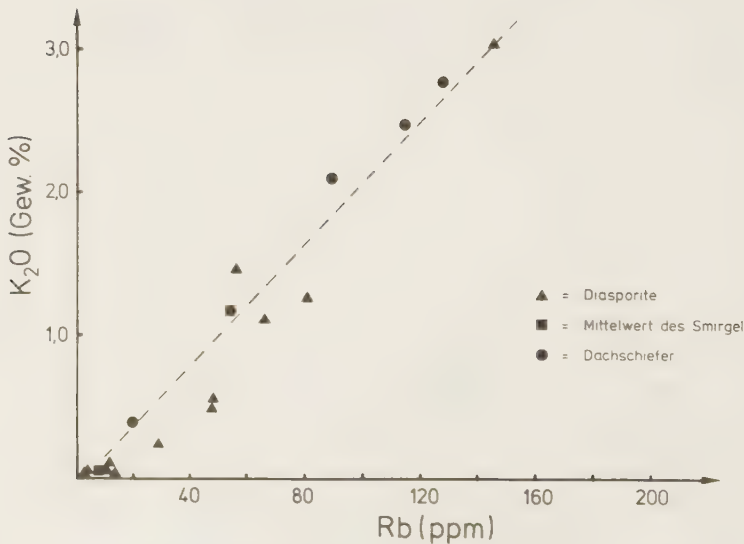


Abb. 52: K₂O/Rb-Variationsdiagramm der SW-anatolischen Metabauxite
(bei den Smirgeln wurde nur der Mittelwert eingetragen)

9.3. Diskussion der Ergebnisse

9.3.1. Geochemische Zuordnung der Metabauxite

Die Bauxite sind das Produkt einer intensiven Verwitterung von aluminiumhaltigen Silikatmineralen in humid-tropischen Klimaten. Man unterscheidet die überwiegend autochthon in Erscheinung tretenden Lateritbauxite von den allochthonen Karstbauxiten (Schroll, 1963; Valeton, 1972).

Die Karstbauxite zeichnen sich nach Schroll (1976) durch relativ hohe Gehalte an Fe, Cr, Ni, Be, Co, Ga, V und Y aus. In den Lateritbauxiten dagegen erscheinen die Elemente Ga, Nb, Mo und Zr angereichert.

Schroll und Sauer (1964, 1968) zeigten erstmals, daß sich genetisch unterschiedliche Bauxittypen mit Hilfe von Variationsdiagrammen unterscheiden lassen. Dabei erwiesen sich besonders die Cr/Ni-, Cr/Be- und Ni/B-Verhältnisse als geeignet zur Unterscheidung von Karst- und Lateritbauxiten. Mit Hilfe des Cr/Ni-Verhältnisses kann man außerdem die Lateritbauxite sehr gut nach ihren Ausgangsgesteinen, z.B. Tonbauxit, Basaltbauxit, Nephelinsyenitbauxit usw., charakterisieren.

Die Variationsdiagramme nach Schroll und Sauer wurden auf die diskutierten Metabauxite SW-Anatoliens angewandt. In den Abbildungen 53, 54 und 55 sind die Cr/Ni-, Cr/Be- bzw. Ni/B-Verhältnisse der Metabauxitproben logarithmisch aufgetragen. Die SW-anatolischen Metabauxite zeigen in allen drei Fällen gute Übereinstimmung mit der Lage des Karstbauxitfeldes. Außerdem sprechen die hohen Fe-, Cr-, Ni-, Be-, B- und Y-Werte ebenfalls für Karstbauxit (siehe Tabelle 20).

Valeton (1972) zeigte für französische Karstbauxite eine parallel verlaufende Anreicherung von Ti, Zr, V und Al. Einen vergleichbaren Trend zwischen TiO_2 und Al_2O_3 (Abb.47), sowie zwischen TiO_2 und Zr (Abb. 51) mit einer positiven Korrelation zeigen auch die SW-anatolischen Metabauxite.

Die eben genannten Übereinstimmungen mit den Karstbauxiten aus anderen Vorkommen zeigen deutlich, daß es sich bei den SW-anatolischen Diasporit- und Smirgellagerstätten um ehemalige Karstbauxite handelt .

El. in ppm	Metabauxite			Karstbauxite	Lateritbauxite
	M.Massiv	Naxos	SE-Mongolia		
	1	2	3	4	5
B	50	40	10	76	12
Be	11	3	1	10	1
Ga	54	45	31	53	77
Cr	319	286	245	687	493
V	365	227	436	222	286
Nb	41	109	53	92	588
Ni	257	196	155	316	31
Cu	30	29	115	-	-
Zn	421	429	212	-	-
Zr	536	356	54	574	1064
Y	182	49	<3	126	41

1 = diese Arbeit

2,3 = Feenstra (1985)

4,5 = Schroll/Sauer (1964)

Tabelle 20: Vergleich der Spurenelemente mit den Laterit- und Karstbauxiten

Während die Lateritbauxite sich nach ihren Ausgangsgesteinen unterscheiden lassen, ist die Frage nach der stofflichen Herkunft der Karstbauxite noch offen. Nach Schroll (1976) kommen für die Karstbauxite als Ausgangsmaterial in Frage:

- Lateritbauxite, die äolisch oder fluvial transportiert und in Karstgebieten sedimentiert sind,
- Effusiva und Tuffe, die in karbonathaltigen Sedimentserien eingelagert sind,
- Tonschiefer und Mergel, die in Karbonatgesteinsserien eingelagert sind, und der Tongehalt der Karbonatgesteine selbst.

Wie aus den Abbildungen 53, 54 und 55 deutlich zu sehen, sind die SW-anatolischen "Meta-Karstbauxite" von den Lateritbauxiten klar abgetrennt. Deshalb scheidet die Möglichkeit a) als Ausgangsmaterial mit großer Wahrscheinlichkeit aus. Es bleiben daher die beiden letzten Möglichkeiten (b) und (c).

Wippem (1965) hält für die Metabauxite bei Muğla (S-Rand des Menderes-Massivs) eine Entstehung aus basischen Tuffen, die als Tuffite umgelagert und stellenweise in

Bauxit umgewandelt sind, für sehr wahrscheinlich, wobei in den Gebieten mit größerer Mächtigkeit bevorzugt Bauxit, an anderen Stellen Ton- und Mergelgesteine entstehen sollen. Diese These kann hier nicht ohne weiteres übernommen werden, da bis jetzt keine verbindliche Aussage gemacht werden kann, ob und inwieweit in dem Gebiet eine Tuff-Förderung vor der Bauxitbildung stattgefunden hat.

Um eine Aussage über das mögliche Ausgangsmaterial der Metabauxite (bzw. Karstbauxite) zu machen, müssen zuerst die weniger mobilen Elemente wie Ti, Cr, Ni, Y und Zr genauer betrachtet und mit den in Frage kommenden Ausgangsgesteinen verglichen werden.

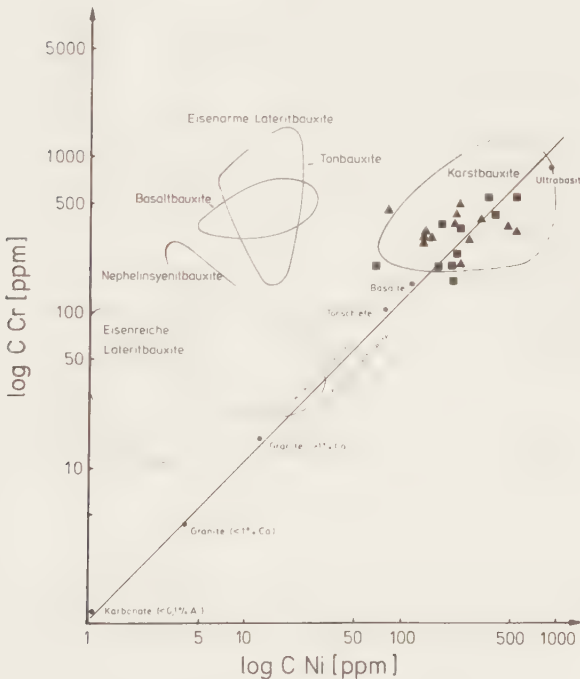


Abb. 53: Cr/Ni-Variationsdiagramm nach Schroll und Sauer (1968) für die untersuchten Metabauxitproben

Es steht fest, daß sich die Karstbauxite geochemisch grundsätzlich von den Lateritbauxiten unterscheiden. Die Abbildungen 54 und 55 zeigen, daß die Cr/Be- und Ni/B-Konzentrationsfelder der Lateritbauxite längs der Konzentrationslinie der magmatischen Gesteinsreihe (Ultrabasite, Basite, Granite) verlaufen. Die Konzentrationsfelder der SW-anatolischen Metabauxite sowie die der Karstbauxite liegen dagegen eindeutig auf der Entwicklungslinie der Ton- und Karbonatsedimente. Nach Schroll und Sauer (1964) werden einige Elemente wie Cr, Cu, Ni, Co, V, Ga, Be, Al, Ti (und weitere) bei der Bauxitbildung mehrfach angereichert. Bei einem hypothetischen Anreicherungsfaktor (nach beiden Autoren) von 5-6 für Cr, 3 für Be, 2 für Ni und 1-2 für B kommen in erster Linie Tonsedimente oder deren metamorphe Produkte als Ausgangsmaterial für die Metabauxite in Frage. Die hohen Ni- und Cr-Werte sprechen andererseits auch für basische Gesteine (vgl. Abb. 53).

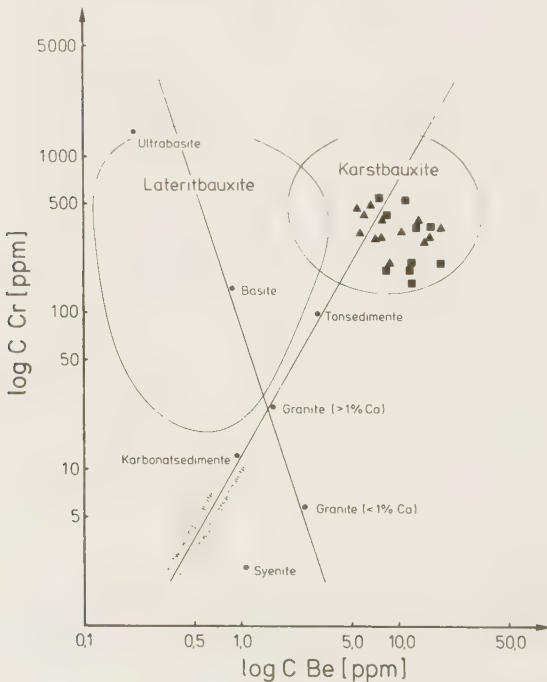


Abb. 54: Cr/Be-Variationsdiagramm nach Schroll und Sauer (1963) für die untersuchten Metabauxitproben

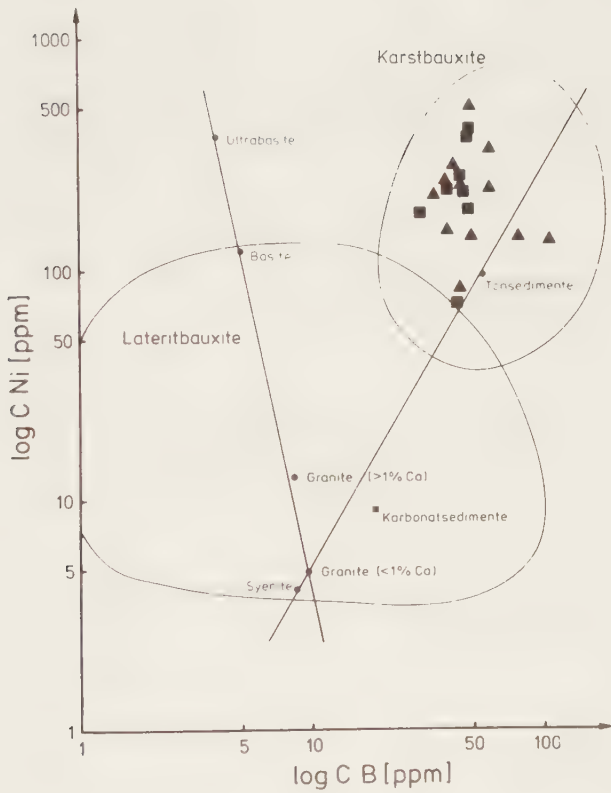


Abb. 55: Ni/B-Variationsdiagramm nach Schroll und Sauer (1963) für die untersuchten Metabauxitproben.

In Tabelle 21 wurden die Gehalte der weniger mobilen Elemente Ti, Cr, Ni, Co, Y, Zr, V und B von SW-anatolischen Metabauxitproben mit denjenigen der für sie als Ursprungsmaterial in Frage kommenden Gesteinen wie Ultrabasiten, Basiten und Ton- und Karbonatgesteinen verglichen. Die Ti-, Ni-, V-, Zr- und B-Konzentrationen stimmen am besten mit den Tonsedimenten überein. Auch der hohe Y-Gehalt könnte aus den illitischen Tonkomponenten stammen (Schroll, 1976). Andererseits liegen Ni- und Zr-Werte der Metabauxite auch im Bereich der Basite. Wenn man die in Tabelle 21 angegebenen Anreicherungsfaktoren nach Schroll und Sauer (1964) nur leicht variiert, lägen auch Cr und Ti durchaus im Bereich der basischen Zusammensetzung.

Nach bisherigen Beobachtungen kann man also eine basische Herkunft der ehemaligen Karstbauxite SW-Anatoliens grundsätzlich nicht ausschließen. Aus diesem Grund wird bei der Herkunftsfrage dieser Gesteine zunächst auf die Elementverhältnisse für basische Gesteine eingegangen.

META-BAUXITE		ULTRABASITE		BASITE		TONGESTEINE		KARBONATE		Mittlerer Anreicherungsfaktor
A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	
Autoren	1	2	2	2	2	2	2	2	2	
Ti	15.800	300	600	13.800	27.600	4.600	9.200	400	800	2x
Cr	319	1.600	8.000	170	850	90	450	11	55	5x
Ni	257	2.000	4.000	130	260	68	136	2	4	2x
V	365	40	80	250	500	130	260	20	40	2x
Zr	536	-	-	140	560	160	640	17	68	4x
Y	182	-	-	21	21	26	26	30	30	1x
B	50	-	-	5	5	100	100	20	20	1x

1 = Diese Arbeit

2 = Schroll & Sauer (1964)

A = Natürliche Mittelwerte

B = Natürliche Mittelwerte x Anreicherungsfaktor

Tabelle 21: Vergleich der weniger mobilen Elemente der SW-anatolischen Metabauxite mit den für diese Gesteine als Ursprungsgestein in Frage kommenden Gesteinstypen

Beim Auftragen des Zr/TiO_2 -Verhältnisses (logarithmisch) gegen den Ga-Gehalt werden nach Floyd & Winchester (1978) die Basalte von den Andesiten abgetrennt. In Abb. 56 zeigen die SW-anatolischen Metabauxite im Durchschnitt basaltische Eigenschaften. Durch ein $(Zr/TiO_2)/(Nb/Y)$ -Variationsdiagramm kann man die Basalte auftrennen, die wiederum gegen andesitische Gesteine abgegrenzt sind. Die Metabauxite liegen in diesem Fall im Andesitfeld (Abb. 57). Wenn man aber den Anreicherungsfaktor dieser Elemente mit berücksichtigt, verschieben sich die Punkte deutlich ins Basaltfeld, genauer, ins tholeiitische Basaltfeld, (siehe Abb. 57). Abb. 58 zeigt ebenfalls, daß die SW-anatolischen Metabauxite ähnliche TiO_2/P_2O_5 -Konzentrationen aufweisen wie die tholeiitischen Basalte.

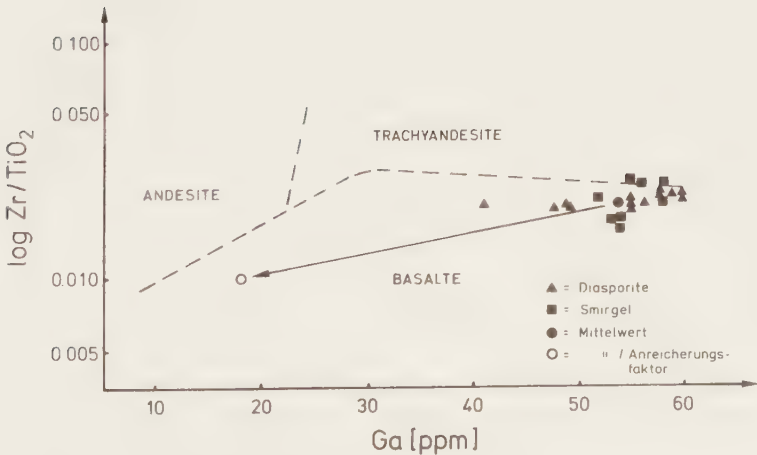


Abb. 56: $(Zr/TiO_2)/Ga$ -Variationsdiagramm nach Floyd und Winchester (1978) mit Darstellung der Metabauxitproben

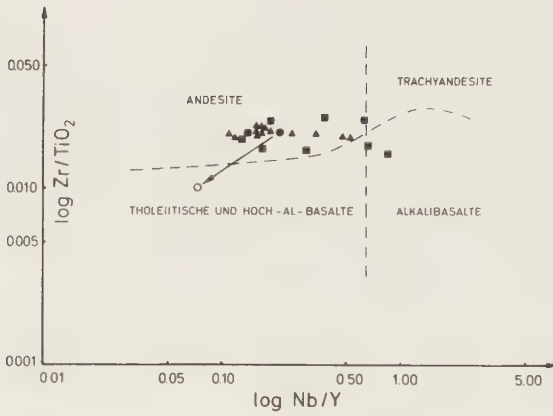


Abb. 57: $(\text{Zr}/\text{TiO}_2)/(\text{Nb}/\text{Y})$ -Variationsdiagramm nach Floyd und Winchester (1978) mit Darstellung der Metabauxitproben

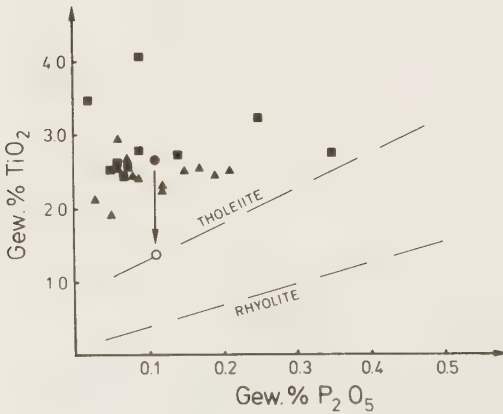


Abb. 58: $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ -Variationsdiagramm nach Vallier und Batiza (1978) mit Darstellung der Metabauxitproben

Einen ähnlichen Chemismus wie die SW-anatolischen zeigen auch die Metabauxite von Naxos, für die Feenstra (1985) basische bis ultrabasische Gesteine als Ursprungsmaterial annimmt. Für die meisten Karstbauxite des mediterranen Raums wird auch eine Entstehung aus basischen Gesteinen angenommen (vgl. Feenstra, 1985). Es würde also zum Gesamtbild der mediterranen Karstbauxite durchaus passen, wenn man (wie Wipperm, 1965) auch für die SW-anatolischen Metabauxite eine magmatische Herkunft annimmt. Andererseits liegen die Konzentrationen der weniger mobilen Elemente der Metabauxite, wie bereits erwähnt, am besten im Feld der Tonsedimente. Es ist also äußerst schwierig, die Frage nach dem Ursprungsmaterial zu klären, allein deshalb, weil viele Elemente, die sonst zur Klärung der Herkunftsfrage dienen, in den Bauxiten mehrfach angereichert wurden.

Wie schon gesagt, ist die Herkunft des bauxitischen Materials aus Tongesteinen oder deren metamorphen Produkten in den Cr/Ni-, Cr/Be- und Ni/B-Diagrammen ablesbar. Die Frage, ob eine totale oder partielle Herkunft aus dem Stoffinhalt der Tonsedimente gegeben ist und inwieweit durch Verwitterung basischer Magmatite (evtl. tholeiitischer Basalte) eine Zunahme des Gehaltes an Cr, Ti und Zr im Bauxit in Frage kommt, kann nach bisherigen Beobachtungen nicht eindeutig geklärt werden. Es ist durchaus möglich, daß die Verwitterungsprodukte basischer Magmatite zusammen mit den pelitischen Gesteinen transportiert und in den verkarsteten Karbonaten abgelagert wurden. Um die Herkunftsfrage der SW-anatolischen Metabauxite endgültig zu klären, wären weitergehende geochemische Untersuchungen im gesamten Menderes-Massiv notwendig. Es müßte außerdem geklärt werden, ob und inwieweit ein basischer Magmatismus (Tuff-Förderung) in dem Gebiet vor der Bauxitbildung stattgefunden hat.

9.3.2. Vergleich mit den mediterranen Karstbauxiten

In Tabelle 22 sind die Haupt- und Nebenelemente der SW-anatolischen Metabauxite mit denen der Metabauxite von Naxos und der mesozoischen Karstbauxite des mediterranen Raums verglichen. Dabei wurde der Wassergehalt dieser Gesteine nicht mit berücksichtigt und die Summen auf 100% normiert. Die Haupt- und Nebenelemente der SW-anatolischen Metabauxite stimmen im Durchschnitt mit denen von Naxos-Metabauxiten weitgehend überein, mit der Ausnahme, daß die Proben von Naxos etwas SiO_2 -reicher sind.

METABAUXITE					KARSTBAUXITE			
Menderes - Massiv			Naxos		TRIAS	JURA	KREIDE	
1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO ₂	7.50	12.70	5.78	10.68	24.75	8.05	7.63	4.73
TiO ₂	2.86	3.40	3.49	3.03	2.92	3.33	3.00	3.01
Al ₂ O ₃	60.93	55.80	66.44	59.40	53.07	67.50	64.43	63.96
Fe ₂ O ₃ *	25.78	27.09	22.60	24.25	18.72	20.30	24.39	27.59
MnO	0.07	0.08	0.04	0.11	0.06	0.12	0.09	0.05
MgO	0.37	0.68	0.13	0.47	-	-	-	-
CaO	0.58	0.50	1.11	0.64	0.48	0.66	0.33	0.34
Na ₂ O	0.09	0.10	0.74	0.05	-	-	-	-
K ₂ O	0.41	0.20	0.34	0.14	-	-	-	-
Li ₂ O	0.01	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.12	0.13	-	0.10	-	-	-	-

* = Gesamteisen als Fe₂O₃

- = nicht bestimmt

1. = Diese Arbeit

2. = Alkanoglu (1978)

3. = Ünay (1949)

4. = Feenstra (1985)

5., 6. = Montenegro, Jugoslawien (Cicmil 1981)

7., 8. = Zentral-Griechenland (Kiskyras 1978)

Tabelle 22: Vergleich der Hauptelemente von Metabauxiten mit denen der mediterranen Karstbauxite

Unter den mesozoischen Karstbauxiten Jugoslawiens und Griechenlands zeigen die jurassischen Bauxite weitgehend ähnliche Elementkonzentrationen wie die SW-anatolischen bzw. von Naxos stammenden Metabauxite. Die triassischen Karstbauxite Jugoslawiens sind deutlich SiO₂-reicher (ca. 25 Gew.% SiO₂), enthalten aber weniger Al₂O₃ und Fe₂O₃ (Gesamteisen). Die kretazischen Karstbauxite Griechenlands und Jugoslawiens sind dagegen deutlich SiO₂-ärmer. Die Hauptkomponente der jurassischen Karstbauxite Zentral-Griechenlands stimmen mengenmäßig mit denen der SW-anatolischen und den Metabauxiten von Naxos weitgehend überein, während die jurassischen Karstbauxite Jugoslawiens kleine Unterschiede in den Al₂O₃- und Fe₂O₃-Gehalten zeigen. Diese Relationen sind auch dem Al₂O₃-Fe₂O₃-SiO₂-Diagramm in Abb. 59 zu entnehmen.

Einen besseren Vergleich der Metabauxite mit den Karstbauxiten ermöglicht die Spurenelementanalyse. Wie in Tabelle 23 zu sehen, zeigen die von Naxos und von SW-Anatolien stammenden Metabauxite insgesamt übereinstimmende Spurenelementkonzentrationen. Die SW-anatolischen Metabauxite scheinen im Durchschnitt nur etwas

reicher an Be, Ga und Y, dagegen aber ärmer an Nb und Mn zu sein.

Die triassischen Karstbauxite von Montenegro und die Lateritbauxite von Bosnien (beide Jugoslawien) sind im Gegensatz zu den stratigraphisch jüngeren Karstbauxiten Jugoslawiens und Griechenlands (Jura und Kreide) sehr arm an Cr, Ni, Zn und V. Die kretazischen Karstbauxite sind deutlich reicher an Cr und Ni als die jurassischen. Ein weiterer Unterschied zwischen jurassischen und kretazischen Karstbauxiten liegt darin, daß die Kreide-Karstbauxite weniger Zn und Ga enthalten als die Jura-Karstbauxite.

Die meisten Spurenelemente wie Be, Ga, Cr, V, Ni, Zn und Zr (vor allem aber Cr, Ni und Zn) der SW-anatolischen Metabauxite zeigen insgesamt ähnliche Konzentrationen wie die der jurassischen Karstbauxite Jugoslawiens und Griechenlands (siehe Tabelle 23). Eine ziemlich gute Übereinstimmung der Cr/Ni-Werte der Metabauxite von SW-Anatolien (und von Naxos) mit denjenigen der jurassischen Karstbauxite ist Abb. 60 zu entnehmen. Hiernach scheinen die SW-anatolischen Metabauxite ein ähnliches Ursprungsgestein zu haben wie die Naxos-Metabauxite und die jurassischen Karstbauxite Jugoslawiens und Griechenlands.

METABAUXITE			TRIAS	JURA			KREIDE			
Menderes-Massiv		Naxos	Jugoslawien	Jugosl.	Zentral-Griechl.		Z-Griechl.	Jugoslawien		
			Montenegro	Monten.	El-Hor	Bz-Hor	Bs-Hor	Kosava	Serbien	Bosnien
Autoren	1	2	3	3	5	5	5	3	4	3
B	50	40	98	110	-	-	-	125	226	26
Be	11	3	9	7	-	-	-	4	7	7
Ga	54	45	41	43	40	41	32	29	24	43
Cr	319	286	72	304	323	197	991	3860	1980	409
V	365	227	90	282	230	203	303	430	223	201
Nb	41	109	96	109	-	-	-	106	-	91
Ni	257	196	61	238	210	257	781	1082	509	477
Cu	30	29	65	82	56	82	29	25	23	67
Zn	421	429	42	424	-	-	-	135	115	112
Mn	542	960	464	945	284	1168	394	609	1068	521
Zr	536	356	579	421	276	297	314	539	318	431
Y	182	49	82	86	47	79	30	74	94	145

1 = Diese Arbeit

3 = Maksimovic (1976)

5 = Maksimovic (1973)

2 = Feenstra (1985)

4 = Maksimovic, in Feenstra (1985)

- = nicht analysiert

Tabelle 23: Vergleich der Spurenelemente von Metabauxiten (SW-Anatolien und Naxos) mit denen in den mediterranen Karstbauxiten

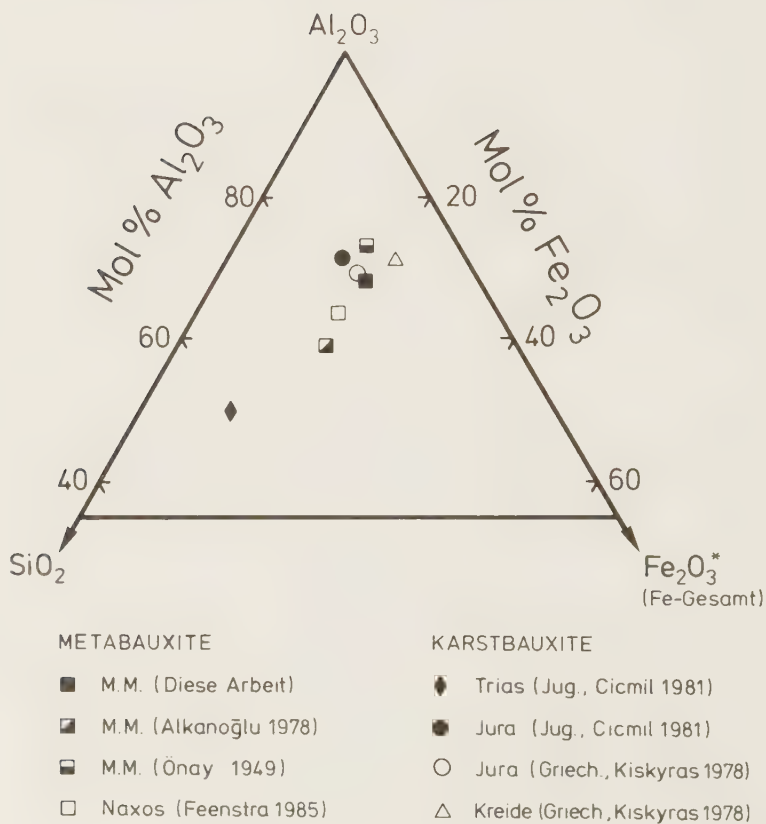


Abb. 59: Al_2O_3 - SiO_2 - Fe_2O_3 -Diagramm der Metabauxite SW-Anatoliens im Vergleich mit mediterranen Karstbauxiten

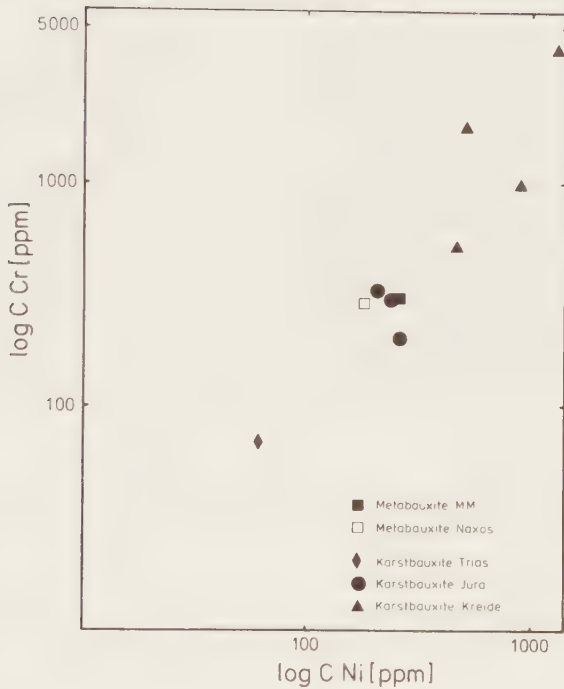


Abb. 60: Cr/Ni-Variationsdiagramm der Metabauxite (SW-Anatolien und Naxos) und mediterranen Karstbauxite

Die triassischen Bauxite Jugoslawiens stammen nach Maksimovic (1976) aus intermediären Vulkaniten, die kretazischen Karstbauxite Jugoslawiens und Griechenlands dagegen (nach Feenstra, 1985; Maksimovic, 1973) aus Ultrabasiten (Ophioliten). Feenstra (1985) hält für die jurassischen Karstbauxite auch ultrabasische Magmatite als Herkunft für möglich und rechnet die Naxos-Metabauxite zu den Jura-Karstbauxiten.

Wie schon in Kap. 9.3.1. diskutiert, ist die Frage nach der Herkunft der SW-anatolischen Metabauxite noch nicht endgültig geklärt. Es ist aber zumindest eine Teilabstammung aus basischen magmatiten (möglicherweise basischen Tuffen) nicht auszuschließen, was ja auch durch weitgehend mit den jurassischen Karstbauxiten übereinstimmende Elementkonzentrationen eine Bestätigung findet.

Eine andere offene Frage ist die nach dem Alter der Bauxitbildung in SW-Anatolien. Wenn man die Annahme von Dürr (1975) berücksichtigt, daß die Karbonate, in der sich die Bauxite bildeten, wahrscheinlich vom Lias ab bis zur Oberkreide sedimentiert wurden (s. Kap. 3), kommt für die Bauxitbildung sowohl jurassisches als auch kretazisches Alter in Frage. Da die Elementkonzentrationen der Metabauxite am meisten den jurassischen Karstbauxiten ähneln, ist ein jurassisches Alter auch für die Bauxitbildung in SW-Anatolien durchaus annehmbar. Man müßte jedoch weitere gezielte Untersuchungen (z.B. Altersbestimmungen) im Metabauxit, im Dachschiefer sowie im liegenden und hangenden Marmor durchführen, um eine endgültige Aussage über das Bauxitalter machen zu können.

Literaturverzeichnis

- Akat, U., Öztürk, E.M., Çağlayan, A. (1959): Menderes Masifi güneyi - SW Toros Kuşağı ilişkisi. MTA unveröff. Ber. No. 3104, 58 p.
- Alkanoğlu, E. (1978): Geologisch-petrographische und geochemische Untersuchungen am Südostrand des Menderes-Massivs in Westanatolien - Türkei. Diss. Ruhr-Univ. Bochum, 147 S.
- Andriessen, P.A.M. et al. (1979): Dating the Events of Metamorphism and granitic Magmatism in the Alpine Orogen of Naxos (Cyclades, Greece). Contrib. Mineral. Petrol. 69, 215-225.
- Angus, N.S., Middleton, R. (1985): Compositional variation in högbomites from North Connemara, Ireland. Min. Mag. 49, 649-654
- Ashworth, J.R., Evirgen, M.M. (1983): Garnet and associated minerals in the southern margin of the Menderes-Massif, Southwest Turkey. Geol. Mag. 121, 323-337
- Ashworth, J.R., Evirgen, M.M. (1985): Plagioclase relations in pelites, central Menderes Massif, Turkey, I-II: J. metam. Geol. 3, 207-229
- Başarır, Erol (1970): Bafa Gölü doğusunda Kalan Menderes Masifi güney kanadının Jeolojisi ve Petrografisi. Scientific Rep. of the Faculty of Science, Ege University, No 102
- Başarır, E., Konuk, Z.T. (1981): Gümüldür yöresinin kristalin temeli ve allohton birimleri. TJK Bülteni C.24. 1-6
- Bernoulli, D., Graciansky, P.Ch., de Menod, O. (1974): The extension of the Lykian-Nappes (SW-Turkey) into the South-eastern Aegean Islands. Ecl. Geol. Helv. 67, 39-90
- Braun, E., Raith, M. (1985): Fe-Ti-oxides in metam. basites from the eastern Alps. Contrib. mineral. Petrol. 90, 199-213

- Brindley, G.W. (1951): The crystal structure of some chamosite minerals. Min. Mag. 29, 502-525
- Brindley, G.W. und Youell, R.F. (1953): Ferrous chamosite and ferric chamosite. Min. Mag. 30, 57 - 70
- Brinkmann, R. (1966): Geotektonische Gliederung von Westanatolien. N. Jb. Geol. Paläont. 10, 603-617
- Brinkmann, R. (1971): Das kristalline Grundgebirge von Anatolien. Geol. Rdsch. 60, 886-889
- Buddington, A.F., Lindsey, D.H. (1964): Iron-Titanium oxide minerals and synthetic equivalents. Jour. Petrol. 5, 310-357
- Carmichael, C.M. (1961): The magnetic properties of ilmenite - haematite crystals. Proc. Roy. Soc. A, 263, 508-530
- Carmichael, C.M. (1962): The magnetization of solid solutions of ilmenite in haematite. J. Phys. Soc. Japan, 17 B-1, 711-725
- Chatterjee, N.D. (1966): On the widespread occurrence of oxidized chlorites in the pennine zone of the Western-Italian-Alps. Contrib. Mineral. Petrol. 12, 325-339
- Chatterjee, N.D. (1972): The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrences. Contrib. Mineral. Petrol. 34, 288-303
- Chatterjee, N.D. (1973): Low-temperature compatibility relations of the assemblage quartz - paragonite and the thermodynamic status of the phase rectorite. Contrib. Mineral. Petrol. 42, 259-271
- Chatterjee, N.D. (1976): Margarite stability and compatibility relations in the system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ as a pressure-temperature indicator. Am. Miner. 61, 699-709

- Chatterjee, N.D. and Froese, E. (1974): A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Am. Miner* 60, 985-993
- Chatterjee, N.D. and Warhus, U. (1984): Ephesite I: Thermal stability and standard thermodynamic properties. *Contrib. Mineral. Petrol.* 85, 74-79
- Chatterjee, N.D. and Warhus, U. (1984): Ephesite II: Thermodynamic analysis of its stability and compatibility relations, and its geological occurrence. *Contrib. Mineral. Petrol.* 85, 80-84
- Chopin, C., Schreyer, W. (1983): Magnesiochloritoid and magnesiochloritoid: two index minerals of pelitic blueschists and their preliminary phase relations in the model system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Am.Journ. of Science*, 283, 72-96
- Cicmil, S. (1981): Metalogeny of the Mesozoic deposits of red bauxites in the southwestern Montenegro (Yugoslavia). D. Sc. Thesis, Univ. of Belgrade (Yugoslavia)
- Coolen, J.J.M.M.M. (1981): Högbomite and aluminium spinel from some metamorphic rocks and Fe-Ti ores. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1983,374-384
- Cooley, R.F., Reed, J.S. (1972): Equilibrium cation distribution in NiAl_2O_4 , CuAl_2O_4 , and ZnAl_2O_4 Spinels. *Jour. of the Am. Ceram. Society*, 55, 395-398
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1977): An introduction to the rock forming minerals. Longman, London
- Dora, O.Ö. (1973): Eğrigöz masifinde K-feldspat triklinitesi ile metamorfizma derecesinin saptanması. *Scientific Reports of the Faculty of Science, University Izmir*, No. 148

Dora, O.Ö. (1981) : Menderes Masifinde petroloji ve Feldspat incelemeleri.
Yerbilimleri, 7, 54-63

Dora, O.Ö. (1981) : Zwei-Feldspat-Geothermometer im Menderes-Massiv.
Aegean Earth Sciences, 1, 19-25

Dora, O.Ö., Candan, O. (1984): Ahmetler-Üşümlüş dolayında Menderes Masifi
metamorfitlerinin jeolojik ve petrografik incelenmesi ve distenli
pegmatoidlerin oluşumu, T.J.K. Bülteni, C 27, 45-56

Dürr, S. (1975): Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-
Kristallins /SW-Anatolien und seine Äquivalente in der mittleren
Ägäis. Habil.-Schrift, Univ. Marburg, 107 S.

Feenstra, A. (1985): Metamorphism of bauxites on Naxos, Greece. Diss.
Rijksuniversitat Utrecht, 206 pp.

Floyd, P.A., Winchester, J.A. (1978): Identification and discrimination of
altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements.
Chemical Geology, 21, 291-306

Friedman, G.M. (1952): Study of Hoegbomite. Am. Mineral. 37, 600-617

Frost, B.R. (1973): Ferroan gahnite from quartz-biotite-almandine schist, Wind
River Mountains, Wyoming. Am. Mineral. 58, 831-834

Freer, R., O'Reilly, W. (1980): The diffusion of Fe^{2+} ions in spinels with
relevance to the process of maghemitization. Min. Mag. 43,
889-899

Frey, M. et al. (1982): Margarite in the Central Alps. Schweiz. miner. petrogr.
Mitt. 62, 21-45

Ganguly, J. (1969): Chloritoid stability and related parageneses: theory, experiments
and applications. Am. Jour. Sci. 267, 910-944

- Graciansky, P.Ch. (1965): Menderes masifi metamorfik kayaçlardaki grenaların yapısı hakkında. MTA Bull. 65, 11-20
- Graciansky, P.Ch. (1966): Le Massif cristallin du Mederes (Taurus occidental, Asie Mineur), un exemple possible de vieux socle granitique remobilisé, Rev. G.ogr. Phys. G.ol. Dyn. 8, 289-306
- Grew, E.S., Sandiford, M. (1985): Staurolite in a garnet-hornblende-biotite schist from the Lanterman Range, northern Victoria Land, Antarctica. N. Jb. Miner. Mh. 2, 396-410
- Grew, E.S., Abraham, K., Mendenbach, O. (1986): Ti-poor h  gbomite in k  rneru  ine-cordierite-sillimanite rocks from Ellammankovilpatti, Tamil Nadu, India. Contrib. Mineral. Petrol. 90, 93-101
- G  nalay, M.E. (1966): Mu  la ili Yata  an il  esi Al  minyum cevheri i  letme projesi. MTA Rap. No. 3661, 3662, 3663, Ankara.
- Haas, H. (1972): Diaspore-corundum equilibrium determined by epitaxis of diaspore on corundum. Am. Miner. 57, 1375-1385
- Halbach, H., Chatterjee, N.D. (1982): The Use of Linear Parametric Programming for Determining Internally Consistent Thermodynamic Data for Minerals. High-Pressure Researches in Geoscience (editor W.Schreyer), pp. 475-491
- Hellingwerf, R., Oen, I.S. (1986): Some geochemical aspects of altered and less altered metabasic rocks in the Saxa area, Bergslagen, Sweden. N. Jb. Miner. Mh., 2, 65-81
- Hicks, J.A., Moore, J.M., Reid, A.M. (1985): The co-occurrence of green and blue garnite in the namaqualand metamorphic complex, South Africa. Can. Mineral. 23, 535-542
- H  ck, V. (1974): Coexisting phengite, paragonite and margarite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern, Austria. Contrib. Mineral. Petrol. 43, 261-273

- Holdaway, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. Jour. of Science*, 271, 97-131
- Hoschek, G. (1967): Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith, *Contrib. Mineral. Petrol.* 14, 123-162
- Jenkins, D.M. (1984) Upper-pressure stability of synthetic margarite plus quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* 88, 332-339
- Kabesh, L.M., Refaat, A.M., Abdallah, Z.M. (1980): Geochemistry of Quarternary volcanic rocks, Dhamar-Rad'a - field, Yemen Arab Republic. *N. Jb. Miner. Abh.* 138, 292-311
- Karabinos, P. (1985): Garnet and staurolite producing reactions in a chlorite-chloritoid schist. *Contrib. Mineral. Petrol.* 90, 262-275
- Kiskyras, D.A. (1978): Quelques reflexions sur la genese des bauxites de la Grece. 4th Int. Congress ICSOBA, Athens 1978, 1, 388-408
- Koch, G. (1927): Chemische und physikalisch-optische Zusammenhänge innerhalb der Sprödglimmergruppe. Diss., Martin-Luther-Univ. Halle
- Krosse, Sigrid (1983): Rutschungen und Coticules der Ardennen (Belgien). Dipl.-Arbeit, Ruhr-Univ. Bochum, 101 S.
- Leake, B.E., (1964): The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites, *Jour. of Petrology* 5, 238-254
- Maksimovic, Z. (1976 a): Trace elements in some Yugoslavian bauxite deposits and their significance. 4th Yugoslavain Symp. Explor. Bauxites, Hercegnovi, 29-33 (in serbisch mit englischer Zusammenfassung)
- Maksimovic, Z. (1976 b): Genesis of some Mediterranean karstic bauxite deposits. *Travaus ICSOBA* 13, 1 - 14
- Manktelow, N.S. (1981): Högbomite of unusual composition from Reedy Creek, South Australia. *Min. Mag.* 44, 91-94

- Maresch, W.V., Massonne, H.-J., Czank, M. (1985): Ordered and disordered chlorite / biotite interstratifications as alteration products to chlorite. N. Jb. Miner. Abh. 152, 79-100
- Massonne, H.-J., Riedel, D. (1983): 1:1 Chlorit / Vermiculit-Wechselagerungsminerale aus verwitterten Siltgesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. Z. dt. geol. Ges. 134, 363-385
- Massonne, H.-J., Schreyer, W. (1986): High-pressure syntheses and X-ray properties of white micas in the system K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . N. Jb. Miner. Abh. 153, 177-215
- Mohan, A., Ackermann, D., Lal, R.-K. (1986): Reaction textures and P-T-X trajectory in the sapphirine-spinel-bearing granulites from Gangavapatti, Southern India. N. Jb. Miner. Abh. 154, 1-19
- Mposkos, E. (1978): Diasporit- und Smirgelvorkommen der Insel Samos (Griechenland). 4 th Int. Congress ICSOBA 1978, 1, 614-631
- Mposkos, E., Perdikatzis, U. (1981): Die Paragonit-Chloritoid führenden Schiefer des südwestlichen Bereiches des Kerkis auf Samos (Griechenland). N. Jb. Miner. Abh. 142, 292-308
- Nemec, D. (1972): Das Vorkommen der Zn-Spinelle in der Böhmisches Masse. TPM 19, 95-109
- Ockenga, E. (1987): Geochemie und Phasenpetrologie von Metabauxiten in Zentral Ägäis. Diss. Univ. Braunschweig (in Arbeit)
- Önay, T.S. (1949): Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 29, 357-491
- Pearce, J.A., Cann, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planet. Sc. lett. 19, 290-300.

- Philippon, A. (1910-1915): Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. Petermanns Mitt., Erg. H. 167, 172, 177, 180, 183
- Price, G.D., Putnis, A. (1979): Oxidation phenomena in pleonaste bearing titanomagnetites. Contrib. Mineral. Petrol. 69, 355-359
- Richardson, S.W. (1968): Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. Jour. Petrol. 9, 467-488
- Richardson, S.W., Gilbert, M.G., Bell, P.M. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. Am. J. Sci. 267, 259-272
- Saalfeld, H. (1964): Strukturdaten von Gahnit, ZnAl_2O_4 . Zeitschrift zur Kristallog. 120, 476-478
- Schreyer, W. (1969) Compatibility relations of the aluminium silicates in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ und $\text{K}_2\text{O-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at high pressures. Am. Jour. Sci. 267, 371-388
- Schreyer, W., Chinner, G.A. (1966): Staurolite-quartzite bands in kyanite quartzite at Big Rock, Rio Arriba County, New Mexico. Contrib. Mineral. Petrol. 12, 223-244
- Schreyer, W., Werding, G., Abraham, K. (1981): Corundum-fuchsite rocks in greenstone belts of Southern Africa: petrology, geochemistry, and possible origin. J. Petrol. 22, 191-231
- Schroll, E. u. Sauer, D. (1964): Ein Beitrag zur Geochemie der seltenen Elemente in Bauxiten. Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'Aluminium. Band I, Akad. Yougoslave des Sciences Zagreb, 201-226
- Schroll, E. u. Sauer, D. (1968): Beiträge zur Geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadium und Molybdän in bauxitischen Gesteinen und das Problem der stofflichen Herkunft des Aluminiums. Travaux ICSOBA 5, 83-96

- Schroll, E. (1976): Analytische Geochemie. Band II, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart
- Schroll, E. (1977): Trace elements in kaolinites and bauxites in relation to their genesis. Travaux ICSOBA 15, 35-41
- Schuling, R.D. (1962): On petrology, age and structure of the Menderes migmatite complex (SW-Turkey). Bull. Min. Research Explor. Inst. Turkey 58, 71-84
- Smith, L. (1956): On emery in Asia Minor. Am. J. Sci. of Science and Arts. Second Series 10, 354
- Spry, P.,G. (1982): An unusual gahnite-forming reaction, geco base-metal deposit, Manitouwadge, Ontario. Can. Mineral. 20, 549-553
- Storre, B. (1970): Stabilitätsbedingungen Grossular-führender Paragenesen im System $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-SO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Contrib. Mineral. Petrol. 29, 145-162
- Storre, B. Nitsch, K.-H. (1974): Zur Stabilität von Margarit im System $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Contrib. Mineral. Petrol. 43, 1-24
- Tröger, W.E. (1969): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Tulloch, A.J. (1981): Gahnite and columbite in an alkali-feldspar granite from New Zealand. Min. Mag. 44, 275-278.
- Turekian, K.K. (1963): The chromium and nickel distribution in basaltic rock and eclogites. Geochim. Cosmochim. Acta 27, 835-846
- Ungethüm, H. (1965): Eine neue Methode zur Bestimmung von Eisen (II) in Gesteinen und Mineralen, insbesondere auch in bitumenhaltigen Proben. Z. angew. Geol. 11, 500-505
- Valeton, I. (1972): Bauxites. Elsevier, Amsterdam.

- Viertel, H.U., Seifert, F. (1980): Thermal stability of defect spinels in the system $\text{MgAl}_2\text{O}_4\text{-Al}_2\text{O}_3$. N. Jb. Miner. Abh. 140, 89-101
- Wedepohl, K.H. (editor) (1969): Handbook of Geochemistry. Vol. I-II, Springer-Verlag, Berlin.
- Wilson, A.F. (1977): A zinkian högbomite and some other högbomites from the Strangways Range, Central Australia. Min. Mag. 41, 337-334
- Winkler, H.G.F. (1976): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.
- Wipperm, J. (1962): Toros Boksitleri ve bunların tektonik durumu. MTA Dergisi 58, 47-70
- Wipperm, J. (1964): Die Stellung des Menderes-Massivs in der alpidischen Gebirgsbildung. MTA Bull. 62, 74-82
- Wipperm J. (1965) Boksit teşekkülünün başlangıç Kayaçları. MTA Dergisi 64, 37-41
- Zakrzewski, M.A. (1977): Högbomite from Fe-Ti deposit of Liganga (Tanzania). N. Jb. Miner. Mh. 8, 373-380
- Zirkel, F. (1870): Mikrostruktur des Smirgels. N. Jb. Min. (1870), 822-870

ANHANG

Tabelle A1: Chemische Analysen und Mineralbestände der Smirgelgesteine
(10 Proben)

a) Haupt- und Nebenelemente (in Gew %)

Proben-Nr.	24	29	31	38	42	50	84	98	Mittelwert	min	max
SiO ₂	66.8	66.8	66.8	66.8	66.8	66.8	66.8	66.8	66.8	66.8	66.8
TiO ₂	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	17.5	17.5	17.5	17.5	17.5	17.5	17.5	17.5	17.5	17.5	17.5
FeO	8.92	6.83	7.42	9.80	12.72	8.42			8.80	6.83	12.72
MnO	0.08	0.05	0.07	0.09	0.18	0.08			0.07	0.05	0.18
MgO	0.52	0.40	0.38	0.44	0.98	0			0.44	0.38	0.98
CaO	0.05	0.18	0.05	0.55	1.10	0.83			0.55	0.05	1.10
Na ₂ O	0.05	0.08	0.11	0.02	0.03	0			0.06	0.02	0.11
K ₂ O	0.05	0.06	0.00	0.02	0.05	0			0.04	0.00	0.06
Summe	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00			0.00	0.00	0.02
Summe	0.02	0.09	0.07	0.05	0.35	0.25			0.08	0.02	0.35
Summe	5.90	2.84	4.78	3.70	4.87	3.12			4.43	2.84	4.87
Summe	0.14	0.21	0.20	0.35	0.51	0.27			0.28	0.14	0.51
Summe	99.99	99.95	99.95	99.99	99.98	99.96			99.98		

b) Spurenelemente (in Gew %)

Proben-Nr.	24	29	31	38	42	50	84	98	Mittelwert	min	max
B ₂ O ₃	40	48	50	45	42	30	44	50	44	30	600*
As ₂ O ₃	13	12	9	13	9	13	20	17	13	8	20
Cr ₂ O ₃	189	508	408	147	176	190	196	354	104	147	530
NiO	224	370	409	225	234	177	72	185	271	72	565
Ni ₂ O ₃	54	82	36	43	37	40	58	25	42	21	82
CoO	54	58	56	54	53	54	55	53	54	49	58
Fe ₂ O ₃	295	499	379	324	286	389	239	442	380	286	529
Fe ₃ O ₄	96	128	185	51	722	135	151	191	143	51	222
Fe ₂ SiO ₄	580	996	609	409	455	526	671	531	587	409	996
Fe ₂ Si ₂ O ₇	147	1651	322	40	84	290	87	146	444	40	1651
Fe ₂ Si ₂ O ₇	14	23	21	14	17	14	21	16	19	14	29
Fe ₂ Si ₂ O ₇	9	13	3	9	64	29	128	8	27	3	128
Fe ₂ Si ₂ O ₇	17	14	2	15	5	2	1	15	10	1	17
Fe ₂ Si ₂ O ₇	150	143	146	221	110	141	136	145	144	110	221
Fe ₂ Si ₂ O ₇	0.94	1.38	0.84	1.37	1.00	0.65	0.75	1.07	0.91	0.65	2.72
Fe ₂ Si ₂ O ₇	0.234	0.176	0.154	0.187	0.171	0.189	0.168	0.196	0.181	0.137	0.234

* = wurde bei der Mittelwertberechnung nicht berücksichtigt

c) Mineralbestand (in Vol % abgeschätzt)

Diaspor**	4	5	2	3	10	2	-	-			
Korund	42	65	50	70	70	55	20	60	54	42	65
Ctd	40	15	30	10	5	20	45	10	20	15	45
Haw Mt	10	13	15	15	15	20	20	20	15	10	20
Rutil	2	1	2	2	1	1	1	1	1	1	2
Margarit	<1	-	-	<1	akz	1	3	8			
Paragonit	-	-	-	-	akz	-	-	-			
Muscovit	-	-	akz	-	-	-	-	-			
Karbonat	1	<1	-	-	-	akz	1	1			
Akzess.	Hog	Hog	Hog	Hog	Hog	-	Ap Mon Hog	Hog	Hog	1	Hog

** = sekundär gebildeter Diaspor

Tabelle A 2: Chemische Analysen und Mineralbestände der Diasporite (13 Proben)

a) Haupt- und Nebenelemente (in Gew.%)

Proben-Nr.																		Mittel- wert	min - max	
Kompon.	D 3	D 6	D 7	D 18	D 20	D 21	D 26	D 31	D 32	D 38	D 43	D 53	D 56							
SiO ₂	20,80	3,40	2,50	15,70	6,60	4,70	1,20	0,90	0,80	10,80	5,80	1,20	6,80	6,25	0,80 - 20,80					
TiO ₂	2,27	2,45	2,49	2,34	1,90	2,40	2,54	2,51	2,44	2,13	2,53	2,95	2,55	2,42	1,90 - 2,95					
Al ₂ O ₃	49,50	60,64	61,48	48,25	44,90	48,55	59,04	62,25	62,37	47,36	56,86	61,98	54,34	55,19	44,90 - 62,25					
Fe ₂ O ₃	10,88	17,39	18,66	11,54	35,57	31,64	23,89	20,53	20,42	17,32	22,22	21,48	23,05	21,16	10,88 - 35,57					
FeO	1,07	3,65	1,98	9,34	1,45	2,87	1,70	1,72	1,61	1,12	0,37	1,32	2,04	2,33	0,37 - 9,34					
MnO	0,02	0,13	0,29	0,10	0,01	0,03	0,08	0,05	0,06	0,00	0,10	0,02	0,02	0,07	0,00 - 0,29					
MgO	0,57	0,17	0,10	0,81	0,13	0,19	0,06	0,03	0,02	0,01	0,09	0,04	0,51	0,21	0,01 - 0,81					
CaO	1,16	1,24	0,05	0,02	0,01	0,02	0,08	0,06	0,13	0,02	0,25	0,03	0,06	0,24	0,01 - 1,24					
Na ₂ O	0,30	0,02	0,05	0,00	0,00	0,08	0,08	0,02	0,10	0,14	0,28	0,09	0,02	0,09	0,00 - 0,30					
K ₂ O	3,06	0,02	0,02	1,11	1,27	0,55	0,04	0,01	0,01	1,47	0,49	0,05	0,25	0,64	0,01 - 3,06					
Li ₂ O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	<0,01	-	-	-	-	0,02	-	0,10	0,01	0,00 - 0,10					
P ₂ O ₅	0,12	0,08	0,15	0,12	0,05	0,09	0,17	0,21	0,19	0,03	0,07	0,06	0,06	0,11	0,03 - 0,17					
H ₂ O	9,08	8,97	12,40	9,70	7,80	8,64	10,49	11,02	10,92	9,37	9,95	10,84	10,33	9,96	7,80 - 12,40					
CO ₂	0,18	1,12	0,34	0,22	0,10	0,09	0,17	0,16	0,25	9,40	0,39	0,19	0,19	0,98	0,09 - 9,40					
Summe	99,05	99,28	100,51	99,25	99,80	99,86	99,54	99,51	99,82	99,17	99,42	100,25	100,22	99,64						

b) Spurenelemente (in ppm)

	Proben-Nr.														Mittel- wert	min - max		
	D 3	D 6	D 7	D 18	D 20	D 21	D 26	D 31	D 32	D 38	D 43	D 53	D 56					
B	480*	35	40	40	45	60	80	50	110	45	44	60	50	55	35 - 480*			
Be	19	14	16	7	6	6	6	8	15	9	8	9	11	10	6 - 19			
Cr	337	353	274	468	439	398	313	788	267	192	278	383	314	331	192 - 438			
Ni	488	222	151	242	84	228	142	141	137	240	271	334	524	246	84 - 524			
Nb	39	41	40	41	26	39	42	42	47	49	43	48	42	41	26 - 49			
Ga	48	60	58	49	41	49	55	60	59	55	56	55	58	54	41 - 60			
Y	241	325	321	330	495	444	358	331	314	175	394	427	440	353	175 - 495			
Yr	332	239	230	162	227	243	220	250	294	101	128	90	245	212	90 - 332			
Zr	442	513	559	464	388	480	526	522	525	406	497	570	572	497	388 - 572			
Zn	615	418	650	752	114	718	262	273	306	116	370	71	586	404	71 - 752			
Cu	92	111	32	27	19	18	52	24	53	21	23	15	19	39	15 - 111			
Sr	146	43	38	25	19	31	82	57	59	155	129	20	59	66	19 - 155			
Rb	145	16	16	66	83	48	18	15	15	56	48	17	29	44	15 - 145			
Ba	391	123	146	262	194	176	122	118	106	672	205	152	149	216	106 - 672			
Cr/Mi	0.69	1.59	1.85	1.93	5.23	1.75	2.20	2.04	1.95	0.80	1.03	1.15	0.60	1.75	0.60 - 5.23			
Ga-10 ³ /Al	0.183	0.187	0.178	0.192	0.173	0.191	0.176	0.185	0.179	0.219	0.171	0.168	0.202	0.185	0.168 - 0.219			

* = bei der Mittelwertberechnung nicht berücksichtigt

c) Mineralbestand (in Vol.% abgeschätzt)

Diaspor	45	60	60	40	50	55	60	60	60	45	50	60	50
Chloritoid	5	10	8	40	5	8	3	1	1	akz	2	2	10
Hametit	10	25	25	10	40	35	30	35	35	20	40	35	35
Rutil	3	2	2	2	1	2	2	2	2	1	2	2	2
Margarit	akz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	akt
Paragonit	akz	akz	akz	-	-	-	-	-	-	<1	1	-	-
Muscovit	35	akz	akz	4	1	1	-	akz	<1	5	2	1	1
Karbonate	2	3	<1	<1	akz	-	akz	akz	<1	10	1	-	-
Gah.	Gah	Gah	Gah	Ap	-	Gah	Gah	Gah	Gah	420	Gah	Gah	Gah
Tu	Tu												
Ap	Ap												
										(Pyrit)			

Tabelle A 3: Chemische Analysen der Nebengesteine (5 Proben)

Probe								Probe						
Probe	33	35	60	64	102	Mittelwert		Probe	33	35	60	64	102	Mittelwert
SiO ₂	92.45	92.35	92.35	92.35	92.35	92.35	92.35	B	1500	1400	2200	100	100	1120
TiO ₂	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	Be	15	8	12	19	13	13
Al ₂ O ₃	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	Cr	44	40	222	269	143	144
FeO	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	7.10	Ni	65	32	176	193	107	115
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	Nb	10	10	33	29	29	22
MgO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	Ga	11	10	32	35	29	23
CaO	1.38	1.38	1.38	1.38	1.38	1.38	1.38	V	72	63	342	523	150	230
Na ₂ O	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	Y	17	19	62	208	17	65
K ₂ O	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	Zr	104	406	349	440	355	331
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	Zn	28	116	299	193	94	140
H ₂ O	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	Cu	38	21	6	20	34	24
CO ₂	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	1.18	Sr	116	783	418	120	118	311
SO ₃	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	Rb	89	54	114	29	352	128
Summe	98.50	98.50	98.50	98.50	98.50	98.50	98.50	Ba	201	80	177	144	356	192

D 33, D 35 : Kalkschiefer (Zwischenlage im hangenden Marmor)
 60, 64, 102 : Dachschiefer

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde unter Anleitung von Herrn Prof. Dr. W. Schreyer am Institut für Mineralogie der Ruhr-Universität Bochum durchgeführt. Ihm danke ich für den Vorschlag des Themas, die vielen Anregungen, Hinweise und Diskussionen. Ebenfalls gilt mein Dank der staatlichen Anstalt "Etibank", die mir die Geländebegehungen und Probenahmen in der Türkei ermöglichte und kostenlose Unterkunft anbot.

Herrn Dr. G. Werding möchte ich für die fachkundigen Hinweise bei geochemischen Fragen danken. Weiterhin gilt mein Dank Herrn Dr. K. Abraham und Herrn Schnettker-Köhler, die die Mikrosondenanalysen für diese Arbeit anfertigten. Für die Präparation der Schliffe danke ich Herrn Dettmar und Herrn Olesch. Besonderer Dank gilt auch Frau Niephaus und Herrn Kubbilun, die mir bei der Durchführung der chemischen Analysen immer hilfreich zur Seite standen. Bei Frau Fischer bedanke ich mich für die Anfertigung der vielen Fotos.

Schließlich möchte ich mich bei allen Kollegen und Institutsmitgliedern für die zahlreichen Diskussionen bedanken.

Erklärung:

Ich erkläre, daß ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne unerlaubte Hilfen ausgeführt und verfaßt habe und daß die Arbeit in dieser oder ähnlicher Form noch bei keiner Fakultät oder einer anderen Hochschule eingereicht wurde.

LEBENS LAUF

Ünsal Yalçın

Persönliche Daten

Geburtsdatum	17. April 1954
Geburtsort	Çorum/TR.
Familienstand	verheiratet, 1 Tochter,
Staatsangehörigkeit	türkisch
Eltern	Süleyman Yalçın, Beamter Melek Yalçın, geb. Denkli

Ausbildung

1961/62 - 1965/66	Volksschule in Alacahöyük
1966/67 - 1971/72	Gymnasium in Ankara
	Abschluß: Abitur
1973/74 - 1974	Sprachschule an der Ruhr-Universität Bochum
1974/75 - 1980/81	Ruhr-Universität Bochum
	Studiengang Geologie
	Abschluß: Dipl.-Geologe
1977	Vordiplom Geologie
1981	Hauptdiplom Geologie
1982 - 1987	Promotion
	Thema der Dissertation: "Petrologie und Geochemie der Metabauxite SW-Anato- liens"

Sonstiges

Nov. 1983 - Feb. 1984	Militärdienst in der Türkei
-----------------------	-----------------------------

FOTODRUCK J. MAINZ GmbH
Neupforte 13, Nähe Markt, D-5100 Aachen
Telefon: (0241) 27305 und (0241) 38606